

**Juliana Ferreira de Mello Vilhena**

**LITOGEOQUÍMICA, PETROGRAFIA E ASPECTOS DE CAMPO DOS  
BASALTOS DA PORÇÃO OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA -  
MARANHÃO, BRASIL**

**Trabalho de Conclusão de Curso  
(Geologia)**



UFRJ

**LITOGEOQUÍMICA, PETROGRAFIA E ASPECTOS DE CAMPO DOS  
BASALTOS DA PORÇÃO OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, MARANHÃO,  
BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia  
submetido ao Departamento de Geologia,  
Instituto de Geociências, da Universidade  
Federal do Rio de Janeiro - UFRJ, como  
requisito necessário à obtenção do título de  
Geóloga.

Orientadora:

Cícera Neysi de Almeida - UFRJ

Rio de Janeiro

Fevereiro de 2019

Juliana Ferreira de Mello Vilhena

**Litogeoquímica, petrografia e aspectos de campo dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba** – Maranhão, Brasil/Juliana Ferreira de Mello Vilhena - Rio de Janeiro: UFRJ/ Igeo, 2019.

xvi, 85f. : il., apênd.; 30cm

Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia, 2019.

Orientadora: Cícera Neysi de Almeida

1. Geologia. 2. IGEO - Trabalho de Conclusão de Curso. I. Cícera Neysi de Almeida. II. Universidade Federal do Rio de Janeiro, Instituto de Geociências, Graduação em Geologia. III. Litogeoquímica, Petrografia e Aspectos de campo dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba, Maranhão, Brasil.

Juliana Ferreira de Mello Vilhena

**LITOGEOQUÍMICA, PETROGRAFIA E ASPECTOS DE CAMPO DOS BASALTOS  
DA PORÇÃO OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA, MARANHÃO, BRASIL**

Trabalho de Conclusão de Curso em Geologia  
submetido ao Departamento de Geologia, Instituto  
de Geociências, da Universidade Federal do Rio de  
Janeiro - UFRJ, como requisito necessário à  
obtenção do título de Geóloga.

Orientadora:

Cícera Neysi de Almeida - UFRJ

Aprovada em 12/02/2019

Por:

\_\_\_\_\_  
Cícera Neysi de Almeida, UFRJ

\_\_\_\_\_  
Julio Cezar Mendes, UFRJ

\_\_\_\_\_  
Sérgio de Castro Valente, UFRRJ

UFRJ  
Rio de Janeiro  
2019

## **Agradecimentos**

À empresa Geopark S/A e à Fundação Coppetec pelo apoio financeiro e fomento ao projeto “Suítes basálticas da Bacia do Parnaíba e suas relações com sistemas petrolíferos associados”.

Ao Laboratório de Geologia Sedimentar – LAGESED UFRJ, sob responsabilidade do professor Leonardo Borghi, por toda infra-estrutura cedida nesses últimos meses.

À minha orientadora, Cícera Neysi, pela orientação, paciência, generosidade e, acima de tudo, pela forma tão humana de se colocar no lugar do outro. Obrigada por acreditar em mim e confiar no meu trabalho. Levarei para minha vida todos os seus ensinamentos e almejo um dia ser tão grande quanto você. Muito obrigada.

Aos meus colegas de laboratório, a mestranda Bárbara Queiroz e o doutorando Viktor Louback pelas boas conversas geológicas e de vida, tornando os dias sempre mais leves, mesmo quando a pressão acadêmica era grande. Minha gratidão enorme à Bárbara Queiroz por todo suporte nessa reta final.

Agradeço especialmente à minha avó Irene Mello, minha mãe Marta Mello e a minha irmã Joyce Mello, por desde sempre me mostrarem que a base de tudo na vida começa pela educação. Gratidão também pelo amor incondicional e pela compreensão nos meus muitos momentos de ausência em função dessa vida acadêmica árdua e corrida.

Ao Claudio Andrade, meu parceiro de vida e agora de profissão, agradeço por todas as discussões geológicas ao longo de todos esses anos, pelo apoio emocional e por acreditar em mim todas as vezes que achei que não fosse ser capaz.

Aos meus amigos, agradeço por cada momento dessa linda, mas difícil trajetória. À Jeniffer Chiappini, Mayara Coutinho, Juliana Godoy, Carolina Lyra, Igor Vasconcelos, Gabriel Eloy, Daniel Machado, Luís Barreto e Adriel Felipe. Gratidão sempre. Por tudo.

“O sucesso nasce do querer, da determinação e persistência em chegar a um objetivo. Mesmo não atingindo o alvo, quem busca e vence obstáculos, no mínimo, fará coisas admiráveis.”

*José de Alencar.*

## Resumo

Vilhena, Juliana Ferreira de Mello. Litogeoquímica, Petrografia e Aspectos de campo dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba, Maranhão, Brasil. Rio de Janeiro, 2019. xiv, 85f. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019.

A Bacia do Parnaíba registra dois grandes eventos magmáticos ao longo do tempo geológico, resultados da fragmentação de Pangea – associado aos basaltos da Formação Mosquito de idade Juro-Triássica – e da fragmentação de Gondwana – associado às rochas básicas da Formação Sardinha de idade Cretácea. As feições de campo observadas para os basaltos da Formação Mosquito evidenciam interação vulcano-sedimentar registradas por peperitos e diques de injeção, as quais indicam a contemporaneidade entre sedimento e derrame. A análise petrográfica realizada para as rochas vulcânicas revelam texturas equigranular a inequigranular porfirítica, hipocristalina a localizadamente holocristalina secundária, hipidiomórfica, intergranular, intersetal, ofítica, subofítica e estrutura notavelmente amigdaloidal. A assembleia mineralógica é constituída essencialmente por plagioclásio, piroxênio,  $\pm$  olivina e

$\pm$  K-feldspato. As fases menores são representadas por minerais opacos e apatita. Os minerais secundários ocorrem alterando fases minerais primárias e preenchendo cavidades, sendo compostos por minerais opacos, anfíbio, iddingsita, bowlingita, talco, leucóxênio, epidoto, sericita, caulinita, clorita, zeólita, calcita, quartzo e celadonita. Estas rochas tiveram duas fases de cristalização, formando os fenocristais e, posteriormente, a matriz. As texturas observadas nos minerais da matriz denotam as condições de resfriamento em superfície e as texturas dos fenocristais revelam as condições em que eles foram formados ainda na câmara magmática; a morfologia das amígdalas sugeriu estágios tardios de desvolatilização do derrame por meio da textura diktitaxítica. Por meio da classificação geoquímica, as rochas foram projetadas nos campos de basaltos a basaltos andesíticos, enquadrando-as na série subalcalina de afinidade toleítica. Foram sugeridos, com base nas análises dos diagramas de variação e multielementares que as rochas estudadas podem ter sido originadas a partir de três fontes distintas, onde aquelas mais ricas nos elementos incompatíveis (LILE e ETRL) são mais empobrecidas em MgO e Cr com concentrações intermediárias de  $\text{TiO}_2$ , apontando para uma fonte mantélica empobrecida e possivelmente contaminada por pluma mantélica ou crosta continental; amostras com teores intermediários de elementos incompatíveis apresentam valores mais altos de MgO e Cr e mais baixos de elementos de composição basáltica ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$  e  $\text{TiO}_2$ ), apresentando similaridade química com manto litosférico subcontinental metassomatizado via subducção; a amostra mais empobrecida nos elementos altamente incompatíveis apresentam as menores concentrações de MgO e a maior em  $\text{TiO}_2$ , apresentando padrões normalizados semelhantes à MORB-E, sugerindo a participação de pluma mantélica contaminando o manto astenosférico.

Palavras-chave: Formação Mosquito; Litogeoquímica; Petrografia; Aspectos de campo; Basalto.

## Abstract

Vilhena, Juliana Ferreira de Mello. Litogeochemistry, Petrography and field aspects of the basalts of the western portion of the Parnaíba Basin, Maranhão, Brazil. Rio de Janeiro, 2019. xiv, 85f. Trabalho de Conclusão de Curso (Geologia) - Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 2019

The Parnaíba Basin records two major magmatic events over geological time, results of the fragmentation of Pangea – associated with the basalts of the Mosquito Formation of Juro-Triassic age – and the Gondwana fragmentation associated to the basic rocks of the Sardinha Formation of Cretaceous age. The field features observed for the Mosquito Formation show a vulcan-sedimentary interaction recorded by peperites and injection dikes, which indicate the contemporaneity between sediment and lava. The analysis performed for the volcanic rocks reveal equigranular textures to the unequigranular porphyritic, hypocristalline to localized holocrystalline secondary, idioblastic, intergranular, intersetal, oitic, suboitic and remarkably amyloid structure. The mineralogical assembly consists essentially plagioclase, pyroxene,

± olivine and ± K-feldspar. The accessory minerals are represented by opaque minerals and apatite. The secondary minerals occur by altering primary phases and filling up cavities, being composed by opaque minerals, amphibole, iddingsite, bowlingite, talc, leucosene, epidote, sericite, kaolinite, chlorite, zeolite, calcite, quartz and celadonite. These rocks had two phases of crystallization, forming the phenocrysts and, later, the matrix. The textures observed in the matrix minerals denote the surface cooling conditions and the textures of phenocrysts reveal the conditions in which they were still formed in the magma chamber. The morphology of the amygdala is capable of suggesting late stages of devolatilization of the effusion through the diktytic texture. By means of the geochemical classification, which these rocks in the fields from basalts to andesitic basalts, frame them in the subalkaline series of tholeiitic affinity. Based on the analysis of the variation and multi-element diagrams, the rocks studied may have been originated from three different sources, where those richer in the incompatible elements (LILE, light-REE) are more depleted in MgO and Cr with intermediate concentrations of TiO<sub>2</sub>, pointing to a mantle source depleted and possibly contaminated by mantle plume or continental crust; samples with intermediate levels of incompatible elements represent higher values of MgO and Cr and lower of elements of basaltic composition (Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> and TiO<sub>2</sub>), presenting chemical similarity with subcontinental lithospheric mantle metasomatized by subduction; the most depleted sample in the highly incompatible elements presents the lowest concentrations of MgO and the highest in the TiO<sub>2</sub>, presenting standard patterns similar to E-MORB, suggesting the participation of mantle plume contaminating the asthenospheric mantle.

Key words: Mosquito Formation; Litogeochemistry; Petrography; Field aspects; Basalt.



## Lista de Figuras

- Figura 2.1:** Localização da área de estudo. Fonte: Basemap – Arcgis 10.3 ..... 23
- Figura 3.1:** Compartimentação da Província do Meio-Norte em quatro bacias diferentes segundo os critérios de gênese, sedimentação, tectônica, preenchimento sedimentar e idade. Fonte: modificado de Góes (1995) ..... 25
- Figura 3.2:** Mapa de localização geográfica da Bacia do Parnaíba. Fonte: Modificado de Araújo (2017) ..... 26
- Figura 3.3:** (A) Mapa da porção norte da América do Sul mostrando os limites geológicos da Bacia do Parnaíba e em (B) mapa que mostra essa mesma relação, porém com o viés de profundidade, destacando as bacias intracratônicas do Brasil, inclusive a bacia de interesse para este trabalho. Fonte: Daly *et al.* (2014) ..... 27
- Figura 3.4:** Estruturas do Ciclo Brasileiro de compartimentação no Paleozoico. A – Lineamento Tocantins – Araguaia; B – Lineamento Picos-Santa Inês; C – Lineamento Tranbrasiliano. Fonte: Santos & Carvalho (2004)..... 29
- Figura 3.5:** Estruturas de compartimentação estrutural no Mesozoico. Fonte: Santos & Carvalho (2004)..... 30
- Figura 3.6:** Diagrama cronoestratigráfico da Bacia do Parnaíba. Fonte: Vaz *et al.* (2007). 33
- Figura 3.7:** Mapa estratigráfico da Bacia do Parnaíba. Em destaque, o Grupo Serra Grande (em cinza) na porção oeste da bacia ..... 35
- Figura 3.8:** Configuração dos paleocontinentes em relação às províncias magmáticas referentes à Formação Mosquito e Formação Sardinha, respectivamente, onde em (A) exibe a reconstrução dos paleocontinentes há 200 Ma, indicando a localização do vulcanismo da margem Atlântico Central e o rifteamento Pangea; e em (B) exibe a reconstrução dos paleocontinentes há 130 Ma, indicando a localização da trapa Paraná-Etendeka e o rifteamento de Gondwana. Fonte: Courtillot *et al.*, 1999 ..... 39
- Figura 3.9:** Distribuição geográfica da Província Mágica do Atlântico Central (CAMP). Fonte: Deckart *et al.* (2005)..... 40

**Figura 3.10:** Diagrama normativo mostrando o plano de saturação em  $\text{SiO}_2$  (dividindo o volume contendo composições de rocha com quartzo normativo das composições sem quartzo) e o plano crítico de subsaturação em  $\text{SiO}_2$  (o qual divide o volume contendo composições de rocha com nefelina normativa do volume contendo composições sem nefelina). Fonte: Baseado em Yoder & Tilley (1960)..... 43

**Figura 3.11:** Diagrama TAS mostrando as divisões entre as séries alcalina e subalcalina de rochas vulcânicas, onde o eixo x fornece a porcentagem em peso de  $\text{SiO}_2$  e o eixo y a porcentagem em peso de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), dividindo o diagrama em quinze campos. Fonte: Baseado em Miyashiro (1978) .....44

**Figura 3.12:** (A) Diagrama  $\text{K}_2\text{O}$  versus  $\text{Na}_2\text{O}$  em % peso. Este diagrama subdivide a série alcalina nas séries sódica, potássica e ultrapotássica. Fonte: baseado em Middlemost (1975); (B) Diagrama AFM exibindo a tendência evolutiva para cada série. Fonte: Baseado de Irvine & Baragar .....45

**Figura 4.1:** Dois exemplos de amostras de basalto com coloração diferente. Em (A) amostra referente ao ponto GP-84 de basalto maciço acinzentado (mais fresco) e (B) amostra do ponto GP-86 caracterizando basalto amigdaloidal vermelho arroxeado devido a processos intempéricos ..... 48

**Figura 4.2:** Amostra de basalto amigdaloidal/vesicular em matriz afanítica referente ao afloramento GP-89. As amígdalas dessa amostra perfazem, aproximadamente, 40% em volume e são preenchidas por zeólita e carbonato.....49

**Figura 4.3:** Croqui do afloramento da amostra GP-84, exibindo as camadas de basalto amigdaloidal intercalado com camadas de basalto maciço .....50

**Figura 4.4:** Fotografia do afloramento GP-104 evidenciando os diferentes níveis estratigráficos do basalto: base amigdaloidal sobreposta por basalto maciço..... 50

**Figura 4.5:** Croqui referente aos afloramentos dos pontos GP-89 e GP-88 exibindo camada de basalto amigdaloidal na base e basalto com amígdala no topo.....51

**Figura 4.6:** Croqui do afloramento GP-83 evidenciando uma das formas de interação entre sedimento e rocha vulcânica..... 51

**Figura 4.7:** Dique de injeção clástica cortando basalto amigdaloidal – afloramento GP-104. ....52

**Figura 4.8:** Interação sedimento/basalto não destrutiva, evidenciado pelo contato curvilíneo (em linha tracejada na fotografia) da base do fluxo com o sedimento ..... 52

**Figura 4.9:** Feições de mistura entre lava e sedimento – afloramento GP-104. Em (A), (C) e (D) a feição dessa estrutura é angulosa, enquanto que em (B) esta feição é mais globula.....53

**Figura 4.10:** Feições do clasto ígneo em peperito – afloramento GP- 104 ..... 54

**Figura 4.11:** Interação lava/sedimento demonstrando diferentes feições em decorrência do momento de desintegração da lava ao encontrar sedimento inconsolidado; o dique clástico pode estar relacionado a um estado mais rúptil do derrame, enquanto o peperito a um estado mais dúctil .....55

**Figura 4.12:** Fotografia do afloramento GP-101 evidenciando a presença de brecha vulcânica. Essa brecha foi compartimentada em três fotos diferentes do topo para a base (A, B e C, respectivamente), para preservar alguns níveis de detalhe ..... 56

**Figura 4.13:** Fotografia da amostra coletada (em destaque) de brecha vulcânica para confecção de lâmina delgada, pegando o contato entre o clasto vulcânico e a matriz esverdeada .....56

**Figura 5.1:** Fotomicrografias evidenciando as texturas (A) subofítica, referente à amostra GP-72A a luz polarizada cruzada (LPC) com aumento de 10x; (B) ofítica, referente à amostra GP-88 a LPC com aumento de 10x e (C) intersetal, referente à amostra GP-70C a luz polarizada paralela (LPP) e aumento de 10x..... 57

**Figura 5.2:** Fotomicrografia das texturas (A) equigranular e (B) inequigranular porfirítica, referentes às amostras GP-76 e GP-83, respectivamente a LPC e com aumento de 1,25x 58

**Figura 5.3:** Fotomicrografia referente à amostra GP-83 evidenciando as diferentes texturas de superarrefecimento (esqueletal, indicadas pelas setas em vermelho e rabo de andorinha, indicadas pelas setas em amarelo) da matriz a LPP e aumento de 10x ..... 59

**Figura 5.4:** Fotomicrografias exibindo os diferentes graus (em ordem crescente) de dissolução para os fenocristais de plagioclásio. Em (A) plagioclásio com textura esponja, referente à amostra GP-99 a LPC e aumento de 10x; (B) fenocristais com textura peneira grossa, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x e (C) plagioclásio com alto grau de dissolução, exibindo apenas alguns relictos de plagioclásio no núcleo, indicado pela seta em vermelho, referente à amostra GP-84A a LPC e aumento de 20x ..... 61

**Figura 5.5:** Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio com textura *synneusis*, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x. A linha vermelha tracejada indica a direção de alinhamento desses cristais ..... 61

**Figura 5.6:** Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio aglomerados constituindo a textura glomeroporfirítica, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x ..... 62

**Figura 5.7:** Fotomicrografias de plagioclásios exibindo (A) sobrecrecimento com núcleo subarredondado, referente à amostra GP-86 a LPC e aumento de 10x e (B) zoneamento composicional referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x .....63

**Figura 5.8:** Fotomicrografia evidenciando cristal de plagioclásio caulinitizado no núcleo a LPC, referente à amostra GP-104D e aumento de 10x.....63

**Figura 5.9:** Fotomicrografia de cristal de ortopiroxênio maclado, referente à amostra GP-86 a LPC e aumento de 20x.....64

**Figura 5.10:** Fotomicrografias evidenciando cristais de piroxênios e suas particularidades texturais. (A) Piroxênio com hábito acicular radial compondo a matriz da amostra GP-83 a LPC e aumento de 20x; (B) fenocristais de piroxênios aglomerados formando a textura glomeroporfirítica a LPC, referente à amostra GP-89 com aumento de 10x; (C) cristal de piroxênio com sobrecrecimento. Amostra GP-84A a LPC com aumento de 20x e (D) microfenocristal de piroxênio apresentando zoneamento composicional, referente à amostra GP-86 a LPC e aumento de 10x .....65

**Figura 5.11:** Fotomicrografias mostrando os cristais de piroxênios alterados para (A) anfibólio e (B) minerais opacos. Estas imagens são referentes às amostras GP 104C a LPP e aumento de 10x e GP-74 a LPP e aumento de 10x, respectivamente.....66

**Figura 5.12:** Fotomicrografias de pseudomorfos de olivinas transformadas para (A) iddingsita, presente na amostra GP-89 a LPP e aumento de 10x; (B) alteradas para bowlingita (verde) com borda de iddingsita (vermelha) a LPP, referente à amostra GP-88 com aumento de 20x inclusas no cristal de piroxênio e (C) alterada para talco, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 10x.....67

**Figura 5.13:** Fotomicrografia destacando a presença de álcalis-feldspato nas amostras estudadas. Esse mineral em questão (destacado na elipse em vermelho) se refere à amostra GP-76 a LPC e aumento de 10x .....67

**Figura 5.14:** Fotomicrografias dos minerais opacos em relação aos hábitos e texturas. (A) Mineral opaco (opc) intersticial indicando cristalização tardia – amostra GP-101AB a LPP e aumento de 10x; (B) minerais opacos euédricos inclusos na matriz vítrea alterada – amostra GP-101<sup>a</sup> a LPP e aumento de 10x; (C) mineral opaco exibindo textura esqueletal a LPP, referente à amostra GP-104D a LPP e aumento de 10x; (D) alteração incipiente do mineral opaco para leucóxênio – amostra GP-104D a LPP e aumento de 10x .....68

**Figura 5.15:** Fotomicrografia da amostra GP-75 a LPP e aumento de 10x exibindo a ocorrência de apatita com hábito acicular, destacada pela elipse em vermelho, onde foi dado zoom para o retângulo destacado.....69

**Figura 5.16:** Esferulitos indicando processo de desvitrificação, referente à amostra GP-84A a LPC e aumento de 10x.....69

**Figura 5.17:** Fotomicrografias das amígdalas presentes nas amostras estudadas. (A) e (B) mostram amígdalas com contorno arredondado a subarredondado, respectivamente, preenchido por calcita, referente à amostra GP-89 a LPC e aumento de 2,5x; (C) e (D) evidenciam amígdalas com contornos irregulares angulosos preenchidas por zeólita, referente às amostras GP-88 e GP-74, respectivamente a LPC e aumento de 10x; em (E) também se evidencia a amígdala com contorno anguloso (textura diktitaxítica), preenchida na borda por clorita, referente à amostra GP-90 a LPP e aumento de 10x; (F) cavidade vesicular presente na amostra GP-89 a LPC e aumento de 2,5x..... 70

**Figura 5.18:** Fotomicrografias de minerais secundários preenchendo fraturas. Em (A) fratura preenchida por calcita, indicada pela seta em vermelho – amostra GP-101<sup>a</sup>, a LPC e aumento de 10x; em (B) fratura preenchida por quartzo (Qtz) no núcleo e calcita (Ct) na borda, como sinalizado na imagem – amostra GP-101A, a LPC e aumento de 2,5x ..... 71

**Figura 5.19:** Fotomicrografia evidenciando a interação entre os cristais magmáticos previamente cristalizados e sedimento. As sinalizações na imagem apontam para fraturamento no cristal de piroxênio causado por esta interação – amostra GP-101A a LPP e aumento de 10x ..... 71

**Figura 6.1:** Diagrama TAS (Total de Álcalis *versus* Sílica) de Le Bas (1986) exibindo linha tracejada em vermelho dividindo as séries em alcalina e subalcalina por Irvine & Baragar (1971) com amostras plotadas recalculadas para 100% em base anídrica ..... 78

**Figura 6.2:** Diagramas de classificação de Winchester & Floyd (1977) utilizando as razões (A)  $Zr/TiO_2$  *versus*  $Nb/Y$  e (B)  $SiO_2$  *versus*  $Zr/TiO_2$  *versus*  $Nb/Y$  para as rochas estudadas. .. 79

**Figura 6.3:** Diagrama AFM ( $Na_2O + K_2O$ ;  $MgO$ ;  $FeO_{total}$ ), apresentando a curva de subdivisão da Série Subalcalina (Série Toleítica e Série Calcio-alcalina) por Irvine & Baragar (1971) com amostras plotadas recalculadas para 100% em base anídrica ..... 80

**Figura 6.4:** Diagramas de variação  $MgO$  *versus*  $SiO_2$ ,  $Al_2O_3$ ,  $Fe_2O_3$ ,  $CaO$ ,  $Na_2O$ ,  $K_2O$ ,  $TiO_2$  e  $P_2O_5$  com *trends* retilíneos e polinomiais. As diferentes simbologias indicam as suítes de Alto- e Baixo-Ti ..... 82

**Figura 6.5:** Diagramas de variação  $MgO$  *versus* Ba, Ce, La, Rb, Y, Zr, Sr, Cr com *trends* retilíneos e polinomiais. As diferentes simbologias indicam as suítes de Alto- e Baixo-Ti. 82

**Figura 6.6:** Diagrama do tipo *spidergram* normalizado o padrão de elementos incompatíveis do Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995)..... 83

**Figura 6.7:** Diagrama do tipo *spidergram* normalizado para o padrão de elementos terras-raras (ETR) do Condrito de Boynton (1984)..... 85

## Lista de Tabelas

<b>Tabela 3.1:</b> Principais diferenças observáveis em petrografia entre os basaltos toleítico e alcalino. Fonte: Hughes (1982) .....	45
<b>Tabela 3.2:</b> Sumarização das séries magmáticas relacionadas ao ambiente tectônico. Fonte: baseado em Wilson (1989) .....	46
<b>Tabela 5.1:</b> Tabela evidenciando todas as principais texturas observadas em um total de 17 amostras .....	73
<b>Tabela 6.1:</b> Relação das amostras utilizadas para a análise litogeoquímica comparativamente ao número total de amostras .....	74
<b>Tabela 6.2:</b> Dados litogeoquímicos para elementos maiores e menores (em % peso) e elementos-traço (em ppm) .....	75
<b>Tabela 6.3:</b> Valores de máximos, mínimos, média, desvio-padrão e coeficiente de variação para os óxidos e elementos dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba. (O $\text{Fe}_2\text{O}_3$ é o ferro total sob a forma de ferro férrico) .....	77
<b>Tabela 6.4:</b> Valores da norma CIPW para as amostras de basaltos estudadas neste trabalho, considerando a razão $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3) = 0,85$ .....	80

## SUMÁRIO

Agradecimentos .....	v
Resumo .....	vii
Abstract .....	viii
Lista de Figuras .....	ix
Lista de Tabelas .....	xiv
<b>1. INTRODUÇÃO .....</b>	<b>17</b>
1.1. Apresentação .....	17
1.2. Caracterização do problema .....	17
1.3. Objetivos .....	19
1.4. Justificativa .....	19
1.5. Materiais e Métodos .....	19
<b>2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO .....</b>	<b>22</b>
<b>I. REVISÃO TEMÁTICA .....</b>	<b>24</b>
<b>3. GEOLOGIA REGIONAL .....</b>	<b>24</b>
3.1. Contexto Geológico .....	24
3.2. Evolução Geotectônica .....	27
3.3. Litoestratigrafia .....	30
3.4. Magmatismo da Bacia do Parnaíba .....	36
3.5. Breve conceituação sobre basaltos .....	42
<b>II. RESULTADOS .....</b>	<b>48</b>
<b>4. ASPECTO DE CAMPO .....</b>	<b>48</b>

<b>5. PETROGRAFIA .....</b>	<b>57</b>
<b>6. LITOGEOQUÍMICA .....</b>	<b>74</b>
6.1. Classificação das rochas e distinção das séries e suítes magmáticas .	78
6.2. Processos evolutivos .....	81
<b>7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES .....</b>	<b>87</b>
<b>8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS .....</b>	<b>91</b>
<b>ANEXO A .....</b>	<b>100</b>



## **1. INTRODUÇÃO**

### **Apresentação**

A Bacia do Parnaíba é caracterizada como uma bacia do tipo intracratônica (Zálan, 2004) com área de 600.000 km<sup>2</sup>, aproximadamente, localizando-se nas partes norte e nordeste do Brasil, abrangendo os estados do Piauí e Maranhão e parte dos estados do Pará, Ceará, Tocantins e Bahia (Almeida, 1977; Góes 1995).

Os sedimentos e rochas sedimentares registrados na bacia perfazem depósitos que vão do Siluriano ao Cretáceo e estão relacionados ao contexto de evolução da Plataforma Sul-Americana nos Estágios de Estabilização e Ativação (Almeida & Carneiro, 2004; Vaz *et al.*, 2007). Duas grandes províncias magmáticas também compõem o registro da bacia, sendo constituídas por derrames, soleiras e diques, ocorrendo de maneira intercalada ou discordante das sucessões sedimentares (Aguiar, 1969; Ernesto, 2003).

Essas Províncias Mágmatícas estão associadas a dois eventos geológicos: (1) rifteamento de Pangea e consequente abertura do Oceano Atlântico Central no limite Triássico-Jurássico, cujo registro basáltico foi denominado de Formação Mosquito e (2) ao rifteamento de Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico Sul no Cretáceo, designado de Formação Sardinha (Merle *et al.*, 2011).

As rochas básicas, produto do evento magmático mais antigo (Triássico-Jurássico), ao qual gerou grandes feições de derrames e soleiras, é o foco deste trabalho, que visa apresentar dados referentes aos aspectos de campo, petrografia e litogeoquímica; sendo os dados resultados de coletas de amostras em atividade de campono estado do Maranhão concentrando-se, geologicamente, na parte oeste da Bacia do Parnaíba.

### **Caracterização do problema**

O primeiro mapeamento geológico da Bacia do Parnaíba foi realizado no início do século XX (1909-1910), visando recursos hídricos e carvão, mas sem resultados tangíveis (de Miranda, 2018). Os primeiros passos para a exploração de óleo e gás se deram pelo antigo Conselho Nacional de Petróleo Brasileiro de 1947 a 1953 (Góes *et al.*, 1990), onde dois poços

foram perfurados, além de levantamentos geológicos de superfície realizados. Com o nascimento da Petrobras em 1950, uma segunda campanha exploratória começou a produzir mapeamento geológico, levantamento gravimétrico e aquisição sísmica 2D, além de 27 poços com a ocorrência de óleo e gás mostradas entre 1953 e 1966.

O terceiro estágio (de 1975 a 1988) compreendeu o uso de reflexão sísmica como a principal ferramenta para identificação de prospecto, momento em que mais cinco poços foram perfurados. Entre os anos de 1988-1993, os dados sísmicos foram reprocessados, dados aeromagnéticos foram adquiridos e levantamentos geoquímicos de superfície foram realizados. Durante as quatro etapas iniciais, um total de 34 poços foram perfurados, juntamente com uma expansão de dados sísmicos 2D, magnetométricos e gravimétricos.

A década de 70 também teve um outro momento importante, marcado pelo interesse em carvão mineral, o Projeto Carvão da Bacia do Parnaíba executado pela CPRM (Serviço Geológico do Brasil), gerando dados de mapeamento geológico e furos de sondagem dispersos na bacia.

Logo após a 9ª rodada de licitações da ANP (Agência Nacional de Petróleo), no ano de 2008, as operadoras privadas brasileiras iniciaram a quinta e mais bem-sucedida campanha de exploração na bacia.

Com ênfase na prospecção de recursos naturais, as rochas vulcânicas da bacia continuam pouco estudadas, concentrando um número bem pequeno de pesquisa, principalmente, quando comparado ao número de pesquisas voltadas às rochas básicas e ácidas da Bacia do Paraná – Formação Serra Geral. Recentemente, alguns estudos (por exemplo, Merle *et al.*, 2000; Klöcking *et al.* 2018; Heilbron *et al.*, 2018 e Oliveira *et al.*, 2018) estão voltados para a melhor compreensão das rochas básicas, dando ênfase à petrografia, litogeoquímica, geoquímica isotópica e geocronologia. Mesmo com essa atualização de trabalhos científicos, o estudo das rochas ígneas da Bacia da Parnaíba ainda não está claramente definido no que diz respeito aos tipos litológicos/faciológicos, assinatura geoquímica, fontes magmáticas e processos genético-evolutivos.

Vale destacar que, a melhor compreensão destas rochas gera um melhor entendimento também no que diz respeito à geologia econômica, principalmente, para os hidrocarbonetos, pois as rochas magmáticas podem ter sido fundamentais para sua geração (servindo como trapas e/ou favorecendo o processo de maturação da matéria orgânica).

## **Objetivos**

Esta monografia tem como objetivo a análise dos aspectos de campo, além da caracterização e estudo petrográfico de 17 amostras referentes à porção oeste da Bacia do Parnaíba, visando fazer a classificação mineralógica e textural de tais rochas, somado a interpretação dos dados litogeoquímicos gerados a partir de análises laboratoriais, através da confecção de gráficos em softwares específicos, a fim de melhor entender a composição química destas rochas e os processos petrogenéticos ocorridos na gênese destas, bem como os indicadores de proveniência;

## **Justificativa**

A Bacia do Parnaíba representa uma importante área para estudos tectônicos, geofísicos, petrológicos e sedimentológicos, devido a sua alta complexidade e riquezas de recursos naturais englobando toda a história evolutiva da bacia.

Com isso, estudos adicionais são essenciais para a caracterização não somente do magmatismo (objeto de estudo deste trabalho), como também de outras áreas geológicas mencionadas acima, para obter uma compreensão mais precisa da gênese da bacia e aperfeiçoar trabalhos voltados à exploração de hidrocarbonetos da região.

## **Materiais e métodos**

A etapa de pesquisa bibliográfica é essencial para o desenvolvimento de qualquer trabalho científico; é um processo contínuo, a fim de agregar informações sobre a geologia da região (contexto geológico, estratigrafia, evolução tectônica), petrografia, geoquímica e petrogênese.

Ao todo, foram reunidos trabalhos publicados em revistas científicas, teses de doutorado, dissertações de mestrado e livros que compuseram um importante primeiro passo para o entendimento deste trabalho.

Também foi realizada a etapa de campo entre os dias 08 e 17 de maio de 2017, nos estados do Maranhão e Tocantins, cobrindo a parte oeste da Bacia do Parnaíba. Esta etapa foi executada pelos professores e pesquisadores Sérgio Valente, Artur Corval e Alan Miranda da Universidade Federal Rural do Rio de Janeiro (UFRRJ) e Francisco Negri, geólogo do

Instituto Geológico do Estado de São Paulo. Esta etapa consistiu na descrição prévia dos basaltos da Formação Mosquito, coleta de amostras para a confecção de lâminas delgadas, litogeoquímica e geoquímica isotópica, além da confecção de mapa geológico preliminar (Anexo A).

No total, 80 amostras foram coletadas e 51 amostras foram selecionadas para a laminação, onde 17 irão compor os dados desta monografia. Parte deste trabalho auxiliará um trabalho maior, realizado pela mestrandia Bárbara Queiroz, aluna do Programa de Pós-Graduação da UFRJ.

A confecção das lâminas delgadas foi realizada pelo Laboratório de Análise Mineral e Rochas (LAMIR), localizado na Universidade Federal do Paraná, em Curitiba.

As descrições das lâminas delgadas foram realizadas através de microscopia de luz polarizada convencional do Laboratório de Geologia Sedimentar da UFRJ (Lagesed-UFRJ), sob responsabilidade do Prof. Dr. Leonardo Borghi. Esta etapa compreendeu a identificação mineralógica, além da caracterização das texturas e ordem de cristalização dos diferentes minerais presentes nas rochas. Durante as descrições petrográficas também foram realizadas fotomicrografias com câmera acoplada ao microscópio, a fim de evidenciar aspectos mineralógicos e texturais que pudessem ser expostos com melhor esclarecimento nesta monografia.

As amostras selecionadas para as análises geoquímicas foram previamente preparadas pela graduanda, na época, Mayara Coutinho e o mestrando do Programa de Pós-Graduação da UFRJ Pedro Miloski, ambos integrantes do Projeto Suítes Basálticas da Bacia do Parnaíba e suas relações com sistemas petrolíferos associados (Projeto IGEO nº 19343). As amostras foram enviadas para a filial do Laboratório ALS Brasil Ltda., localizada em Belo Horizonte, onde foram realizadas análises de rocha total para elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ,  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e  $\text{SrO}$ ) por meio do método ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*), bem como de elementos-traço (Ba, Cr, Cs, Nb, Rb, Sn, Sr, Ta, V, W, Y) e elementos terras raras (ETR; Ce, Dy, Er, Eu, Ga, Gd, Hf, Ho, La, Lu, Nd, Pr, Sm, Tb, Th, Tm, U, Yb), analisados por ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) no laboratório sede em Ontário, Canadá).

A análise desses dados foram feitas utilizando o *software* GCD Kit 5.0, onde os dados são importados para este *software* por meio de tabela em Excel. A partir dos dados importados, geram-se diagramas de interesse como, por exemplo, diagramas de classificação, variação e multielementares.

Neste trabalho, os diagramas de variação foram elaborados no Excel, inserindo-se as funções lineares e polinomiais, bem como suas respectivas curvas e equações.

Antes de importar a tabela para o GCD Kit e/ou para o Excel, foram feitos alguns tratamentos com os dados, tal como, o recálculo em base anídrica, pois as amostras, além de estarem alteradas, são muito ricas em amígdalas, o que ocasiona a presença de voláteis secundários, onde a presença destes voláteis pode reduzir os teores de outros constituintes, fazendo com que possa existir diferenças químicas discrepantes entre as amostras individuais. Por isso, a importância de elaborar este cálculo antes de gerar os diagramas geoquímicos para as rochas vulcânicas.

Este cálculo é feito pela multiplicação da concentração de cada elemento ou óxido pelo fator:

$$\frac{\text{Análise total (\%)}}{\text{Análise total (\%) - voláteis (\%)}}$$

Após a realização deste recálculo em base anídrica, os dados geram gráficos de classificação mais confiáveis e não tão discrepantes entre amostras mais frescas e mais alteradas.

## **2. LOCALIZAÇÃO E ACESSO**

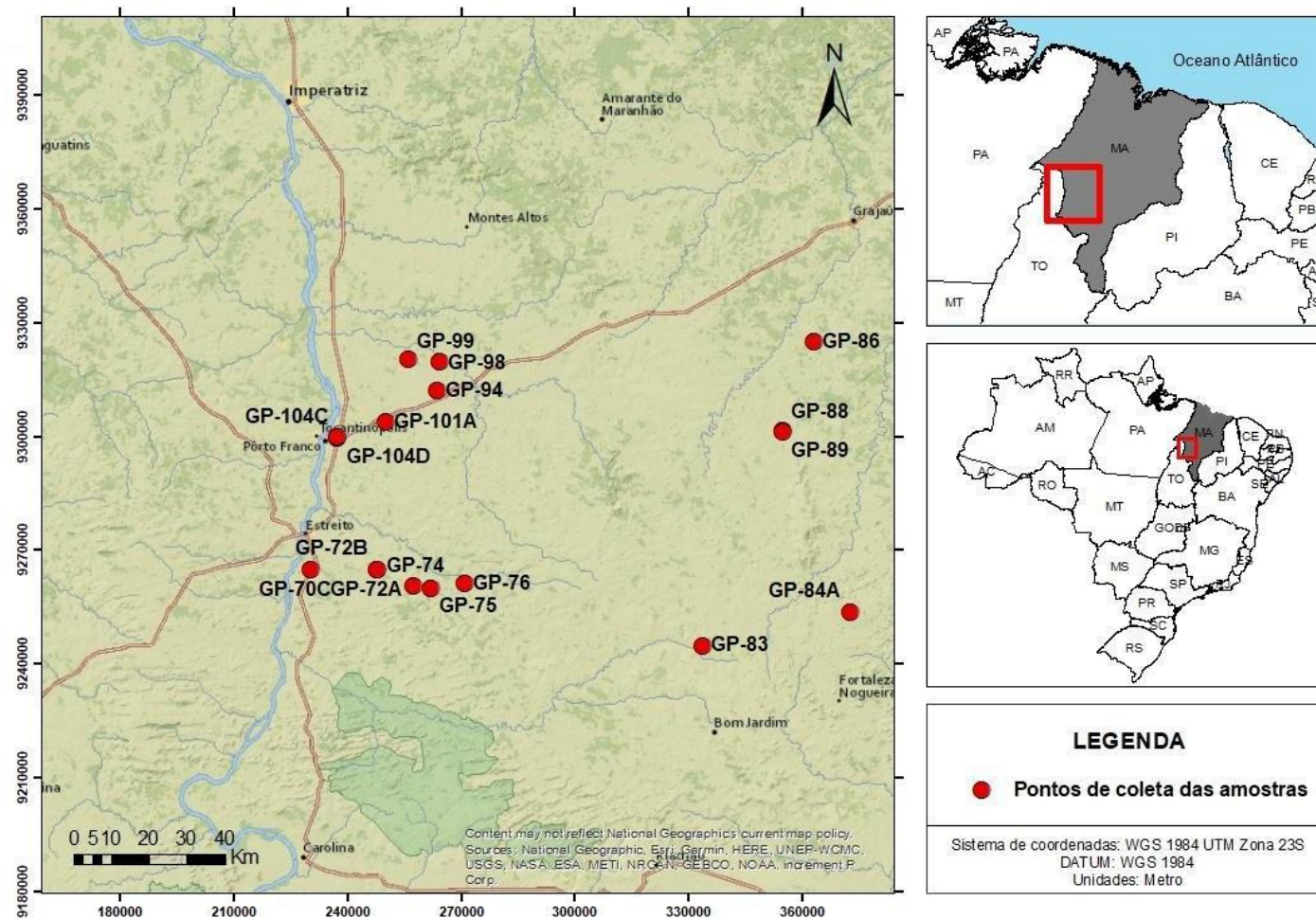
A área de estudo deste presente trabalho está localizada na porção oeste do estado do Maranhão, abrangendo as cidades de Estreito, Fortaleza dos Nogueiras , Grajaú, Lajeado Novo e Porto Franco (Figura 2.1). A cidade de Estreito (Lat.: -6.705621° Sul e Long.: -47.454028° Oeste) faz divisa com o estado do Tocantins e fica a 750 km da capital do Maranhão, tendo como principal via de acesso as rodovias federais BR-135 até a cidade Presidente Dutra e a BR-226 que faz o trajeto final.

Fortaleza de Nogueiras (Lat.: -6.981325° Sul e Long.: -46.169617° Oeste) fica a leste de Estreito (179 km), onde o principal acesso se dá pela rodovia estadual MA-138. Da capital São Luís, a distância é de aproximadamente 700 km, tendo como principal acesso também as rodovias federais BR-135 e BR-226.

Grajaú (Lat.: -5.825958° Sul e Long.: -46.159270° Oeste) fica a norte de Fortaleza dos Nogueiras (150 km), onde o principal acesso entre as duas cidades é dado pela rodovia estadual MA-006. Tomando como referência a cidade de Estreito, essa distância passa a ser de 178 km e a principal via de acesso é a BR-226. A partir de São Luís, capital do Maranhão, a distância é de 565 km e a principal via de acesso é pelas rodovias BR-135 e BR-226.

Lajeado Novo (Lat. -6. 200585° Sul e Long. – 47.036534° Oeste) está à nordeste de Estreito (80 km) com principal via de acesso entre as duas cidades pela BR-226

Porto Franco (Lat. -6°. 349558° Sul e Long. -47. 395072° Oeste) é uma cidade limítrofe entre os estados do Maranhão e Tocantins e está exatamente a norte da cidade de Estreito (30 km) com principal via de acesso pela BR- 226.



**Figura 2.1:** Localização da área de estudo. Fonte: Basemap – Arcgis 10.3.

## **I. REVISÃO TEMÁTICA**

### **3. GEOLOGIA REGIONAL**

#### **Contexto Geológico**

A Bacia do Parnaíba, conhecida em textos científicos mais antigos como Bacia do Maranhão ou do Piauí-Maranhão (Vaz *et al.*, 2007), foi denominada como Província Parnaíba por Almeida (1977), onde esta coincide quase que totalmente, com a bacia homônima, excetuando-se pela porção imediatamente a norte da província, onde há a exposição de rochas do embasamento pré-cambriano.

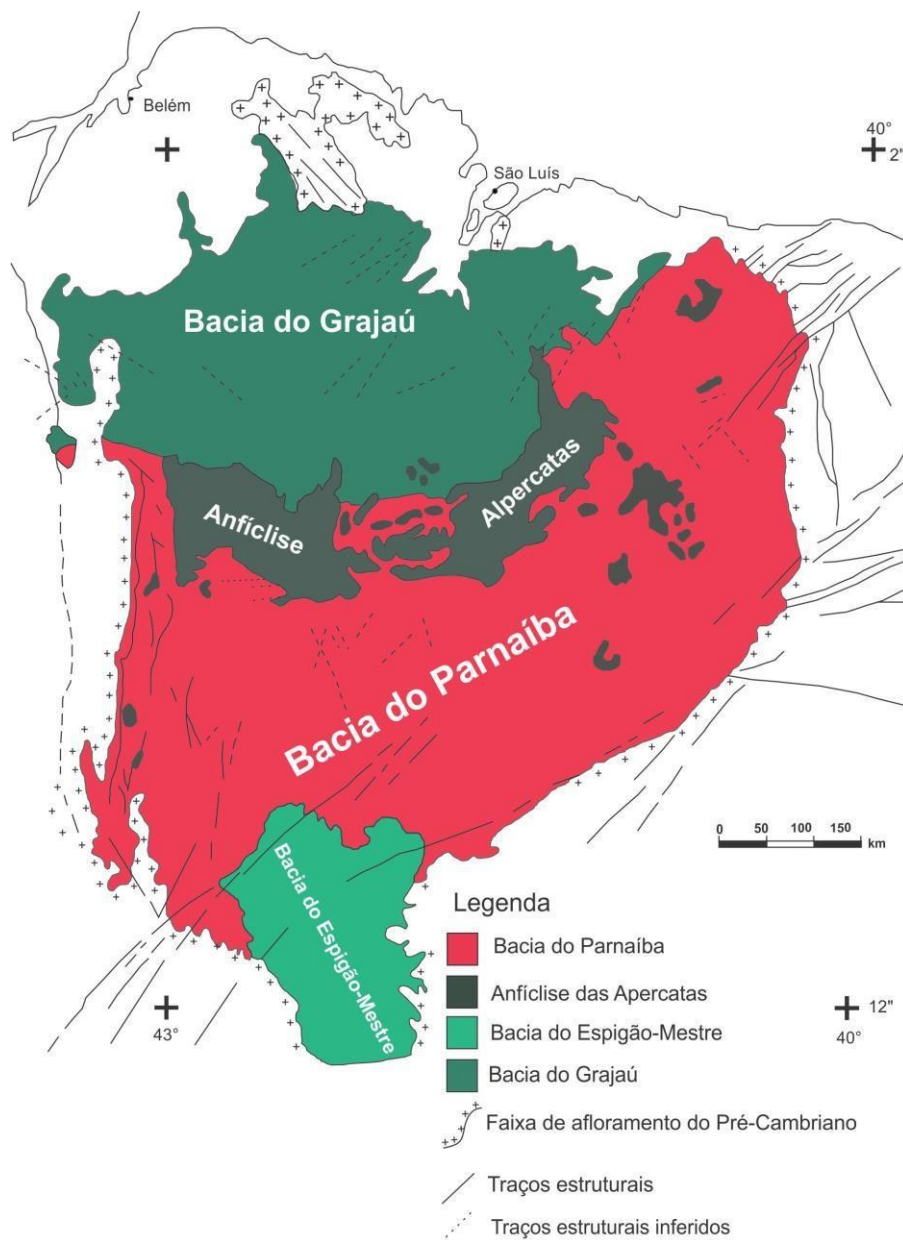
Góes (1995) redefiniu a Bacia do Parnaíba (ou Província Parnaíba) como Província Sedimentar do Meio-Norte. Isto se deu por conta da dificuldade de compreensão do quadro tectono-sedimentar e da evolução policíclica, sugerindo então, a compartimentação dessa região em quatro bacias menores (Figura 3.1) utilizando critérios relacionados à gênese, estilo tectônico, preenchimento sedimentar e idade; tais bacias são discriminadas a seguir como sendo: Bacia do Parnaíba (Siluriano), Anficlise das Alpercatas (Jurássico – Cretáceo), Espigão Mestre (Cretáceo) e Grajaú (Cretáceo).

Porém, mais tarde, Góes & Rossetti (2001) concluem, a partir de interpretações de dados faciológicos, que o Arco Ferrer-Urbano Santos (estrutura limite localizada na porção norte da bacia em estudo) não representou uma barreira geográfica à sedimentação durante grande parte do Cretáceo, ou seja, concluem que nunca houve compartimentação tectônica nas áreas adjacentes ao Arco Ferrer-Urbano Santos, sendo esta feição, mais provavelmente, uma estrutura intrabacinal, ao invés de uma barreira geográfica limitante de bacias, juntando portanto, as bacias Grajaú e São Luís e denominando-a de Bacia Grajaú-São Luís.

Para este presente trabalho, o termo utilizado como “Bacia do Parnaíba” seguirá o entendimento de Vaz *et al.* (2007), onde estes autores entendem que a região é definida como uma grande área de deposição sedimentar, com um pouco mais de 600.000 km<sup>2</sup> de extensão (com formato poligonal ligeiramente alongado na direção NNE) e 3500 metros de espessura a partir do seu depocentro. A bacia abrange geograficamente os estados do Piauí, Maranhão e partes do Ceará, Pará, Tocantins e Bahia (Figura 3.2), englobando, assim, as áreas previamente definidas por Almeida (1977) e Góes (1995).



A Bacia do Parnaíba posiciona-se, geologicamente, entre áreas cratônicas (Figura 3.3) bordejadas por faixas de dobramentos. É limitada a norte pelo Cráton São Luís; a oeste pelo Cráton Amazonas, Faixa de Dobramentos Paraguai-Araguaia e o Maciço de Goiás; a sul pela Faixa de Dobramentos Brasília e, a leste, pelo Cráton São Francisco e a Província Borborema (Bigarella, 1973; Cunha, 1986).

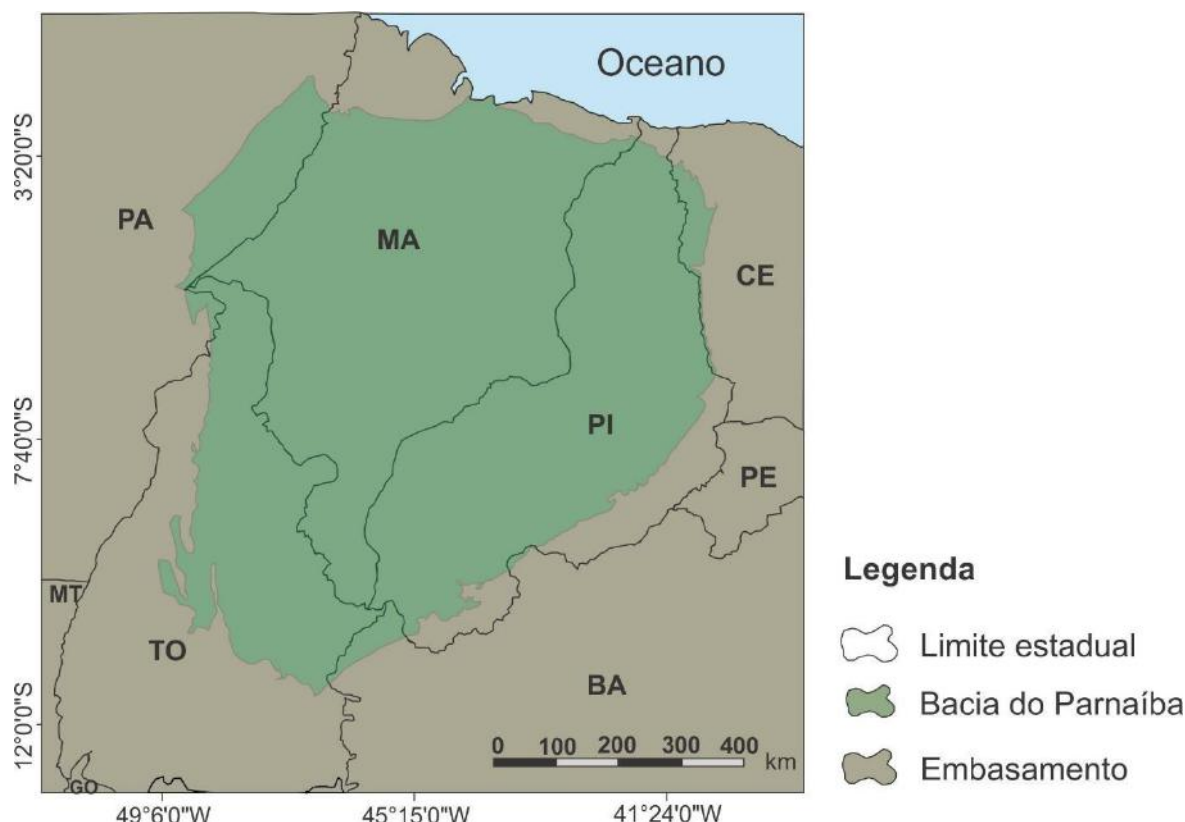


**Figura 3.1:** Compartimentação da Província do Meio-Norte em quatro bacias diferentes segundo os critérios de gênese, sedimentação, tectônica, preenchimento sedimentar e idade. Fonte: modificado de Góes, 1995.

Estruturalmente, a bacia é limitada a norte pelo Arco São Vicente Ferrer-Urbano Santos Guará, a sudeste pelo lineamento Senador Pompeu, a noroeste pelo Arco Capim, a leste pela Falha Tauá e a oeste pelo Lineamento Tocantins-Araguaia (Góes, 1995).

As estruturas pré-cambrianas, geradas no ciclo brasileiro, atuaram decisivamente na compartimentação básica da bacia, regendo, portanto, a distribuição de seus eixos deposicionais no decorrer do Fanerozoico (Cunha, 1986).

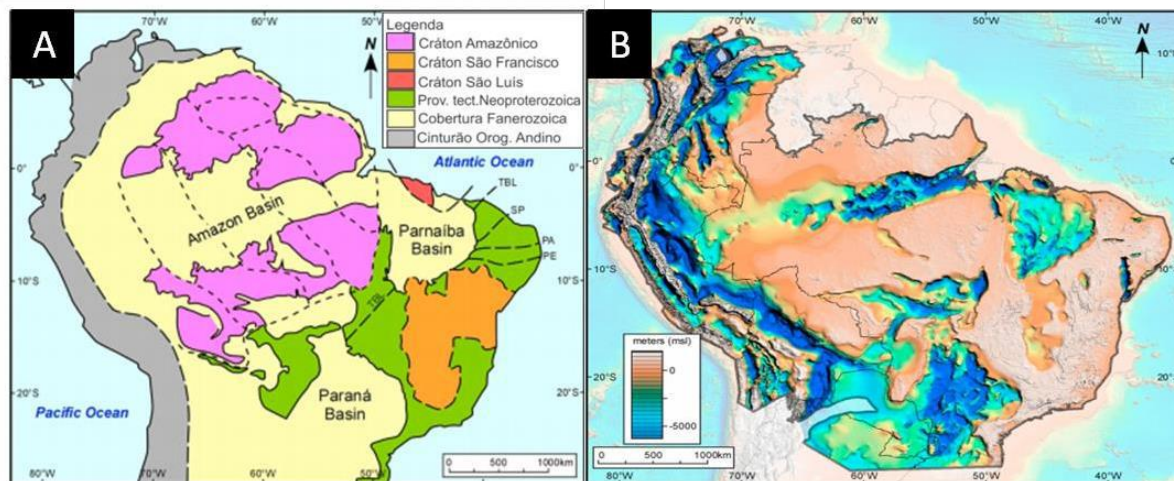
Os pulsos terminais do ciclo Brasileiro (Cambro-Ordoviciano) resultaram na formação de grábens, ou riftes precursores, distribuídos pela bacia, com eixos orientados de nordeste a norte-sul, inicialmente preenchidos por sedimentos imaturos. Com a evolução termo-mecânica da área, a Bacia do Parnaíba então se formou no Siluriano, pelo progresso afundamento das faixas tectonicamente instáveis (Cunha 1986).



**Figura 3.2:** Mapa de localização geográfica da Bacia do Parnaíba Fonte: Modificado de Araújo (2017).

A Bacia do Parnaíba é uma das três grandes bacias paleozoicas no Brasil; as outras duas são a Bacia do Paraná no sul do Brasil e a Bacia Amazônica, a norte, sendo descritas como grandes bacias intracratônicas do tipo sag (Zálan, 2004). Os depósitos sedimentares da Bacia do Parnaíba estão dispostos em cinco supersequências: Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea, delimitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia (Vaz *et al.*, 2007). As características sedimentares são dadas por camadas de pouca espessura em relação a sua grande extensão de área, sugerindo baixa subsidência térmica flexural durante a evolução no Paleozoico (Abelha *et al.*, 2018).

Além disso, o preenchimento sedimentar da bacia é pontuado por dois episódios de magmatismo basáltico nos períodos Jurássico e Cretáceo, conhecidos como formações Mosquito e Sardinha, respectivamente (Aguiar, 1969.).



**Figura 3.3:** (A) Mapa da parte norte da América do Sul mostrando os limites geológicos da Bacia do Parnaíba e em (B) mapa que mostra essa mesma relação, porém com o viés de profundidade, destacando as bacias intracratônicas do Brasil, inclusive, a bacia de interesse para este trabalho. Fonte: Daly *et al.*, 2014.

### Evolução geotectônica

Os eventos geológicos que precederam a formação da Bacia do Parnaíba ocorreram no estágio de transição da evolução da plataforma Sul Americana, após a Orogenia Brasileira e antes da instalação de grandes bacias tipo *sag*, tal como as bacias do Parnaíba, Amazonas e Paraná (Almeida *et al.*, 2000; Heilbron *et al.*, 2018).

Vários mecanismos de formação de bacias foram propostos para a Bacia do Parnaíba (de Castro *et al.*, 2014), ao qual se enquadra nas três categorias principais: (1) subsidência dirigida termicamente, que é baseada em uma série de inconformidades sísmicas identificadas no registro sedimentar da bacia, combinada com a falta de evidências de estrutura de rifte (Daly *et al.*, 2014; McKenzie & Tribaldos, 2018); (2) subsidência termomecânica, que se baseia na inferência de estruturas tipo gráben no embasamento da bacia interpretadas por anomalias residuais gravitacionais, magnéticas e pseudo-gravitacionais (Brito Neves *et al.*, 1984; Cordani *et al.*, 1984; de Castro *et al.*, 2014); (3) subsidência flexural impulsionada pela carga de um corpo intrusivo de alta densidade na crosta inferior, postulada a partir de modelagem de anomalias gravitacionais (Tozer *et al.*, 2017).

Conforme Cunha (1986), o arcabouço da bacia está associado à trama tectono-estrutural herdada do Pré-Cambriano, particularmente à estruturação das faixas de

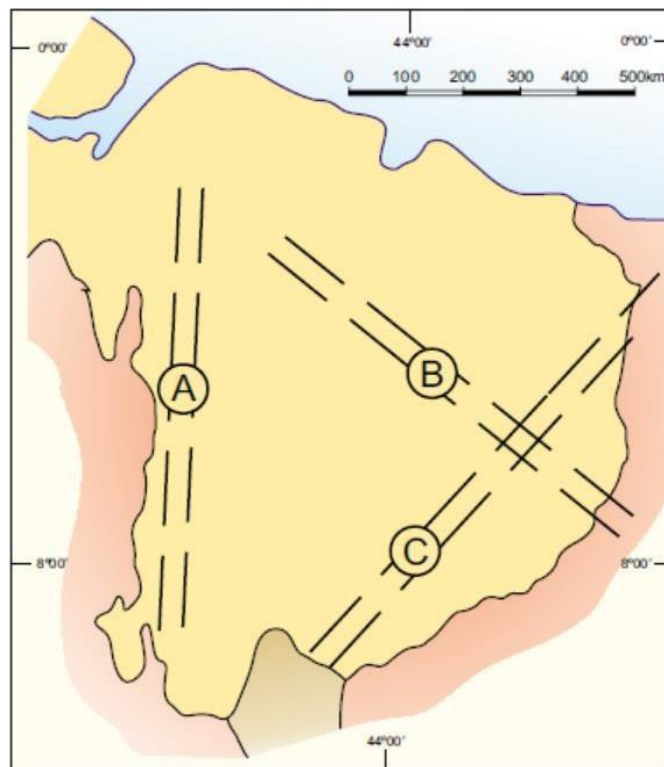
dobramentos e lineamentos estruturais formados e/ou reativados durante o Ciclo Brasileiro. Estas estruturas grabeniformes que atuaram na compartimentação da bacia durante o Paleozoico apresentam *trends* NE-SW (Lineamento Transbrasiliano) e NW-SE (Lineamento Picos-Santa Inês), conforme esquematizado na Figura 3.4; também foram detectados *rifts* em sondagens e interpretações sísmicas e gravimétricas, com *trend* N-S (Lineamento Tocantins-Araguaia). Estes *trends* fazem parte da estrutura precursora, sendo responsável pelo controle do depocentro inicial da bacia (Oliveira & Mohriak, 2003; Santos & Carvalho, 2004; Caputo, 2005).

Esses grábens foram preenchidos por sedimentos clásticos cambro-ordovicianos que chegaram a atingir milhares de metros de espessura. Esses depósitos são caracterizados por sedimentos imaturos (molássicos), como, por exemplo, conglomerados brechoides, arenitos arcoseanos e grauvas, sendo representados pelo Grupo Jaibaras, demarcando, no tempo e no espaço, o início de sua subsidência (Cunha, 1986). Segundo Vaz *et al.*, 2007, esse *rift* precursor (Gráben Jaibaras) estaria correlacionado a outros grábens, como o Jaguarapi, Cococi e São Julião, situados na Província Borborema.

A subsidência da bacia teve início no Siluriano com a deposição do Grupo Serra Grande (Bigarella, 1973), composto por arenitos, conglomerados e calcários (Caputo & Lima, 1984). A sedimentação foi concentrada principalmente no Lineamento Transbrasiliano e nessa fase inicial de sedimentação, ainda não está claro se houve uma conexão entre as bacias do Parnaíba e Amazonas (Bigarella, 1973; Cunha, 1986).

Depois de um soerguimento ao final da deposição da Formação Jaicós (unidade litoestratigráfica superior do Grupo Serra Grande), a região voltou a sofrer subsidência no Devoniano, onde a sedimentação concentrou-se em um eixo deposicional E-W, não coincidente, portanto, com o lineamento estrutural que controlou a deposição do Grupo Serra Grande. Com a continuação da subsidência, durante os ciclos transgressivos, águas oceânicas invadiram a bacia e os eixos deposicionais voltaram a sobrepor-se aos dois grandes lineamentos (Cunha, 1986).

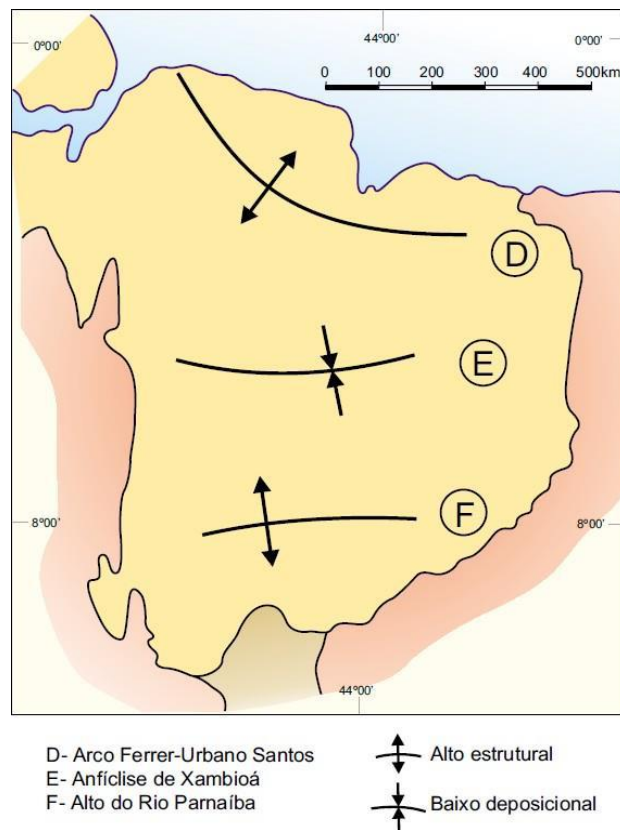
No Carbonífero, deu-se início ao ciclo de amalgamação cratônica que deu origem ao Supercontinente Pangea, relacionado à Orogenia Eohercianiana. Com isso, o primeiro reflexo foi o arqueamento do Alto do Rio Parnaíba, deslocando o depocentro da bacia para noroeste (Castelo Branco & Coimbra, 1984).



**Figura 3.4:** Estruturas do Ciclo Brasileiro de compartimentação no Paleozoico. A – Lineamento Tocantins-Araguaia; B – Lineamento Picos-Santa Inês; C – Lineamento Transbrasiliano. Fonte: Santos & Carvalho, 2004.

No Permiano, a Antéclise Tocantins-Araguaia e o Arco Tocantins se elevaram, encerrando assim, as comunicações entre as bacias do Parnaíba e do Amazonas (Santos & Carvalho, 2004).

No Mesozoico, a fragmentação do Supercontinente Pangea alterou o arcabouço tectônico da bacia, com isso, a Estrutura de Xambioá, de orientação E-W, caracterizada como um alto interno durante o Paleozoico, passou a compor um novo eixo deposicional da Bacia (Aguiar, 1969). Outras estruturas também foram importantes nesse período, como o Arco Ferrer-Urbano e o Alto do Rio Parnaíba, classificados como altos estruturais, sendo elementos limitantes da bacia a norte e a sul, respectivamente, como mostra a Figura 3.5 (Aguiar, 1969; Rezende & Pamplona, 1970; Góes, 1995).



**Figura 3.5:** Estrutura de compartimentação no Mesozoico. Fonte: Santos & Carvalho (2004).

Sobre essa nova compartimentação estrutural, depositaram-se, do Jurássico ao Cretáceo, as formações Corda, Pastos Bons, Codó, Grajaú e Itapecuru.

A fragmentação do Supercontinente Pangea, não apenas alterou o arcabouço tectônico da bacia, como também foi responsável pela primeira manifestação magmática, no Jurássico, gerando rochas de vulcanismo fissural, hoje representada pela Formação Mosquito, concentrada na porção oeste da bacia (Lima & Leite, 1978).

No Cretáceo, com a separação de Gondwana e consequente abertura do Oceano Atlântico Sul, houve a segunda manifestação magmática, representada pela Formação Sardinha, porém, esta manifestação magmática não alterou o arcabouço tectônico da bacia como ocorreu com o evento magmático mais antigo (Lima & Leite, 1978).

### Litoestratigrafia

As condições tectonicamente estáveis que comandaram o desenvolvimento da bacia propiciaram a deposição de uma coluna sedimentar simples e, relativamente pouco espessa (Cunha, 1986). Devido às seções sedimentares apresentarem, pertinentemente, camadas



arenosas e pouco fossilíferas, as dificuldades para a caracterização das unidades litoestratigráficas foram evidenciadas pelas divergências entre textos científicos no que se refere à idade de algumas formações. Para este trabalho então, adotou-se o diagrama cronoestratigráfico baseado em Vaz *et al.* (2007), ilustrado na Figura 3.6.

A sucessão de rochas sedimentares e magmáticas da bacia em estudo pode ser disposta em cinco supersequências (como já foi mencionado anteriormente neste trabalho): Siluriana, Mesodevoniana-Eocarbonífera, Neocarbonífera-Eotriássica, Jurássica e Cretácea (Vaz *et al.*, 2007). Essas sequências são limitadas por discordâncias que se estendem por toda a bacia ou abrangem regiões extensas, estando relacionadas ao contexto da evolução da Plataforma Sul-Americana nos estágios de Estabilização e Ativação (Almeida & Carneiro, 2004; Vaz *et al.*, 2007).

A Sequência Siluriana é marcada pelo Grupo Serra Grande, composto por rochas siliciclásticas depositadas discordantemente ao embasamento pré-cambriano e/ou cambriano (Caputo 1984; Vaz *et al.*, 2007). Este grupo, em subsuperfície, ocorre em toda a extensão da bacia, mas aflora somente em uma pequena faixa da extremidade leste, bordejada por rochas do embasamento (Figura 3.7; Vaz *et al.*, 2007).

Caputo & Lima (1984), redefiniram o Grupo Serra Grande, subdividindo-o em três formações da base para o topo: Ipu, Tianguá e Jaicós. A Formação Ipu é composta por arenito médio a grosso de origem fluvial anastomosada (Góes & Feijó) e, raramente, siltito, folhelho e diacmictito, denotando influência periglacial (Caputo & Lima, 1984).

Sobreposto a unidade anterior, ocorre a Formação Tianguá, composta por folhelhos cinza-escuros, bioturbados, sideríticos e carbonáticos (Vaz *et al.*, 2007) e também por siltitos e arenitos muito micáceos depositados em ambientes neríticos (Góes & Feijó, 1994). No topo do grupo, a Formação Jaicós é constituída por arenitos e conglomerados (Caputo, 2005) e eventuais pelitos em sistemas fluviais entrelaçados (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007).

A Sequência Mesodevoniana-Eocarbonífera é representada pelo Grupo Canindé, depositado discordantemente da sequência anterior, sendo subdividido em quatro formações (Vaz *et al.*, 2007) que serão descritas a seguir conforme sua evolução da base para o topo. Segundo Cunha (1986), as unidades do Grupo Canindé representam alternância de ciclos transgressivos (formações Pimenteira e Longá) e regressivos (formações Itaim e Cabeças).

A Formação Itaim engloba arenito fino a médio, intercalado com folhelhos bioturbados depositados em sistemas deltaicos e plataformais dominados por correntes induzidas por processos de marés e tempestade (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Pimenteiras é constituída por camadas muito espessas de folhelho cinza-escuro (Góes & Feijó, 1994), representando a ingressão marinha mais importante da bacia, segundo Vaz *et al.* (2007). Estes folhelhos intercalam-se com finas camadas de arenitos e siltitos, depositando-se em um ambiente de plataforma rasa dominada por tempestades (Vaz *et al.*, 2007).

A Formação Cabeças, conforme descrição de Scheffler (2010) é composta por arenitos micáceos bem selecionados, de granulação muito fina a grossa e coloração esbranquiçada a arroxada, com intercalação de siltitos, arenitos conglomeráticos e raramente folhelhos. No topo, ocorrem tilitos, ritmitos e pavimentos estriados. Segundo Caputo (1984), esta unidade se formou em condições glaciais e periglaciais, onde, Caputo (2005) ressalta que a glaciação neodevoniana, representada pela Formação Cabeças, é melhor evidenciada que a siluriana (Formação Ipu) e eocarbonífera (Formação Poti).

A Formação Longá é formada por folhelho e siltito cinza-médio (Góes & Feijó, 1994), homogêneos, bioturbados (Vaz *et al.*, 2007), comumente apresentam pacotes de arenitos e siltitos cinza-claros a esbranquiçados. Estes sedimentos se depositaram em ambiente plataformal dominado por tempestades (Góes & Feijó, 1994; Vaz *et al.*, 2007).

A Sequência Neocarbonífera-Eotriássica é caracterizada por um ciclo transgressivo-regressivo e marca mudanças estruturais e climáticas profundas, onde os eixos deslocaram-se para o centro e os mares abertos com clima temperado cederam lugar a mares com circulação restrita e clima quente, devido às orogenias que consolidavam o Supercontinente Pangea (Góes & Feijó, 1994; Caputo, 2005). Esta sequência é representada pelo Grupo Balsas que foi subdivido em quatro formações, tendo, da base para o topo: Formação Piauí, Formação Pedra de Fogo, Formação Motuca e Formação Sambaíba (Vaz *et al.*, 2007).

Para Caputo (2005), as formações Piauí (arenitos e, subordinamente calcários), Pedra de Fogo (siltitos, folhelhos, arenitos e evaporitos) e Sambaíba (arenitos eólicos) mostram condições áridas com incursões marinhas. A Formação Motuca é caracterizada por siltitos, arenitos, anidritas e raros calcários (Góes & Feijó, 1994), também denotando ambiente desértico, porém, com lagos associados (Vaz *et al.*, 2007). Este clima seco pode ter sido consequência da migração da porção norte do continente para baixas latitudes, onde predominava a evaporação e a limitação de pluviosidade (Caputo, 2005).





A Sequência Jurássica marca condições de deposição exclusivamente continental na bacia (Góes & Feijó, 1994), em que a subsidência que culminou nessa deposição teve como causa fundamental o peso das rochas básicas da Formação Mosquito somado a carga sedimentar pré-existente (Vaz *et al.*, 2007). Esta sequência é representada apenas pela Formação Pastos Bons, segundo a classificação de Vaz *et al.*, 2007, e é constituída por siltitos e folhelhos (Góes & Feijó, 1994). Para outros autores (por exemplo, Góes *et al.*, 1990) a Sequência Jurássica é composta pelo Grupo Mearim, englobando as formações Pastos Bons e Corda.

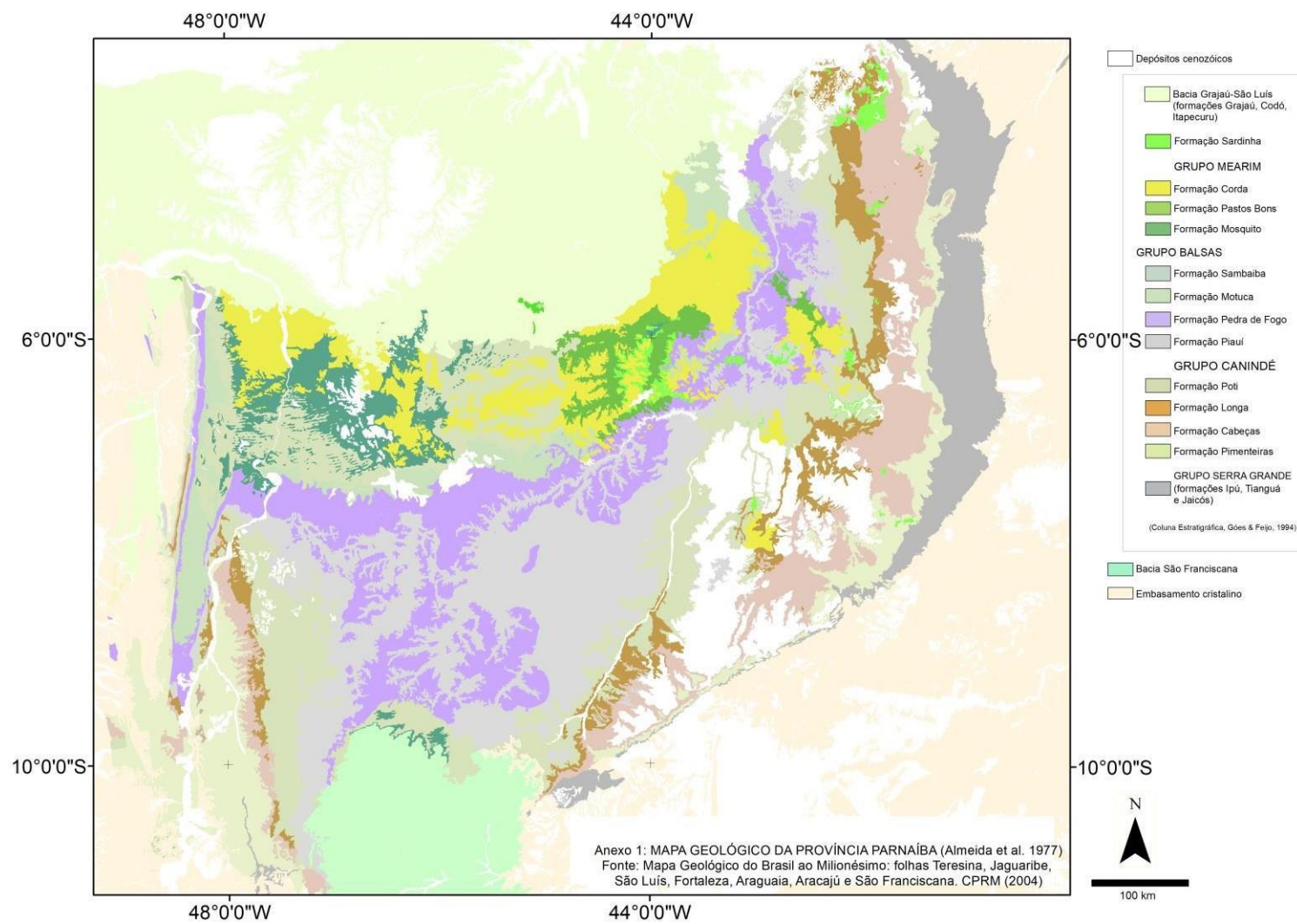
A Sequência Cretácea registra o retorno da sedimentação da bacia, isso em consequência direta aos esforços de ruptura para a abertura do Atlântico (Vaz *et al.*, 2007). Segundo Góes & Feijó (1994), este novo ciclo foi caracterizado por uma rápida transgressão, seguida da retirada definitiva do mar, implantando-se sedimentação exclusivamente continental e o então encerramento do ciclo sedimentar da bacia.

Esta sequência é subdividida em quatro formações: Corda, Grajaú, Codó e Itapecuru (Vaz *et al.*, 2007). A Formação Corda registra arenito cinza-esbranquiçado e avermelhado, fino a grosso, com raros níveis de sílex (Góes & Feijó, 1994). Vaz *et al.* (2007) creditam a essa formação a deposição em ambiente desértico.

A Formação Grajaú (arenito fino a conglomerático) ocorre interdigitada com folhelhos betuminosos, calcários e anidritas da Formação Codó (Góes & Feijó, 1994), em que os sedimentos foram depositados em ambiente marinho raso, lacustre e flúvio-deltaico (Rossetti *et al.*, 2001).

A Formação Itapecuru é formada por arenitos/arenitos conglomeráticos, pelitos e siltitos, sendo interpretados como um sistema estuarino-lagunar com influência de tempestades episódicas de natureza transgressiva (Anaisse Jr. *et al.*, 2001).

Os dois eventos magmáticos registrados na bacia serão descritos detalhadamente no tópico a seguir.



**Figura 3.7:** Mapa geológico da Bacia do Parnaíba. Destaque para o Grupo Serra Grande (em cinza) na porção leste da bacia. Fonte: GIS – Geológico do Brasil, CPRM (2004).

### 3.3. Magmatismo da Bacia do Parnaíba

Segundo Heilbron *et al.*, (2018), a Bacia do Parnaíba é caracterizada por três episódios magmáticos (181, 126 e 118 Ma), estando relacionados ao magmatismo da Província Magmática do Atlântico Central, a Grande Província Ígnea Sardinha e ao período de rompimento das bacias equatoriais, respectivamente. Para este trabalho, em especial, será dada ênfase aos dois primeiros episódios magmáticos.

A Bacia do Parnaíba, durante o Mesozoico, foi um importante sítio para o magmatismo basáltico toleítico, resultando na colocação de derrames, diques e soleiras (Bellieni *et al.*, 1990; Ernesto, 2003). Aguiar (1969) designou como Formação Mosquito (evento magmático mais antigo de idade Jurássica) os derrames basálticos com intercalações de arenitos que ocorrem no Vale do Mosquito, afluente do Rio Cachoeira, ao sul de Fortaleza dos Nogueiras; o segundo evento magmático, de idade Cretácea e denominado de Formação Sardinha, também foi proposto por Aguiar (1969), referindo-se aos basaltos pretos a roxos mapeados por Moore (1960), entre Fortaleza dos Nogueiras e Barra do Corda.

Geograficamente, a Formação Mosquito, composta por grandes derrames e soleiras, parece predominar a oeste da Bacia do Parnaíba, enquanto que a Formação Sardinha (grandes diques e soleiras com poucos fluxos extrusivos preservados) predomina a leste (Bellieni *et al.*, 1990; Baksi & Archibald, 1997; Ernesto, 2003; Vaz *et al.*, 2007).

Apesar de Aguiar (1969) considerar as disposições geográficas dos dois eventos magmáticos um parâmetro distintivo entre as duas formações, ela não é um bom indicativo disso, apesar de muitos pesquisadores, posteriormente, reconhecerem e aceitarem essa divisão, os diques e soleiras não seguem este padrão geral (Oliveira *et al.*, 2018). Ainda segundo Oliveira *et al.* (2018), as diferenças entre as duas formações não são diretamente reconhecidas em campo, sendo principalmente reconhecidas usando idades radioisotópicas, até mesmo por que, dados recentes de U-Pb adquiridos em doleritos na porção NE da bacia, resultaram em uma idade de  $203 \pm 2$  Ma, associado, portanto, a Formação Mosquito (Rodrigues, 2014).

Foram utilizados dois métodos principais de datação para as rochas básicas da Bacia do Parnaíba: Ar-Ar e K-Ar. Os dados compilados dessas datações indicam dois picos, sendo um variando no intervalo de 215-150 Ma, com média de 178 Ma (Eojurássico) e, o outro variando de 149,5 a 87 Ma com média de 124 Ma (Eocretáceo) (Cordani *et al.*, 1970; Mizusaki *et al.*, 2002; Vaz *et al.*, 2007).

No trabalho de Merle *et al.* (2011), em especial, utiliza-se o método de datação Ar-Ar que evidencia idades muito próximas para as três suítes da Formação Mosquito (baixo TiO<sub>2</sub>, Alto TiO<sub>2</sub>, Alto TiO<sub>2</sub> evoluído) com idade média de  $199 \pm 2,4$  Ma; para os dados de datação da Formação Sardinha, os basaltos toleíticos exibiram resultados semelhantes ao de trabalhos anteriormente citados, com média de 124 Ma.

As idades atribuídas às rochas básicas da Formação Mosquito indicam que elas são correlacionadas com as rochas básicas da Formação Penatecaua (210-200 Ma) que são registradas nas bacias do Solimões e Amazonas e que, conseqüentemente, têm idades bem próximas a principal atividade de CAMP (*Central Atlantic Magmatic Province*; Província Magmática do Atlântico Central) a qual foi resultado da fragmentação do Supercontinente Pangea com posterior abertura do Oceano Atlântico Central (Figura 3.8 (a); Marzoli *et al.*, 1999; Milani & Thomaz Filho, 2000; Merle *et al.*, 2011). Já a idade atribuída às rochas básicas da Formação Sardinha é correlacionada com as rochas da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná (magmatismo Paraná-Etendeka de 133-123 Ma), onde a gênese está relacionada à abertura do Oceano Atlântico Sul ocasionado em resposta ao rifteamento de Gondwana (Figura 3.8 (b); Bellieni *et al.*, 1990; Milani & Thomaz Filho, 2000; Merle *et al.*, 2011).

Embora a Formação Mosquito esteja a mais de 2000 km a sul do centro geralmente aceito de CAMP, ainda assim, a atividade magmática dessa formação tem sido associada a este evento (Klöcking *et al.*, 2018). A Província Magmática do Atlântico Central apresenta geometria alongada N-S, com eixo maior de 7500 km, cobrindo uma área de, pelo menos,  $10^6$  km<sup>2</sup> abrangendo a América do Sul, América do Norte, África Ocidental e Europa, tornando-a uma das principais províncias ígneas (LIP – *Large Igneous Province*) do mundo (Figura 3.9; McHone, 2000; Marzoli *et al.*, 2012).

LIPs consistem de volumosos pulsos de rochas ígneas de composição tipicamente básica-ultrabásica cobrindo áreas maiores que  $1,0 \times 10^5$  km<sup>2</sup>. As grandes províncias ígneas são formadas em um tempo relativamente curto (<50 Ma) e são caracterizadas por pulsos magmáticos de curta duração, onde alguns autores acreditam ser menor que 1 Ma e outros, até 10 Ma (Coffin & Eldholm, 1994; Sheth, 2007; Bryan & Ernst, 2008).

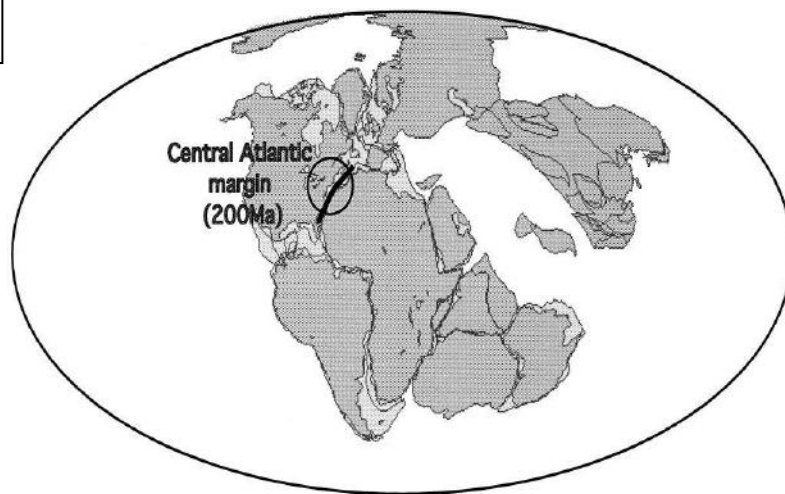
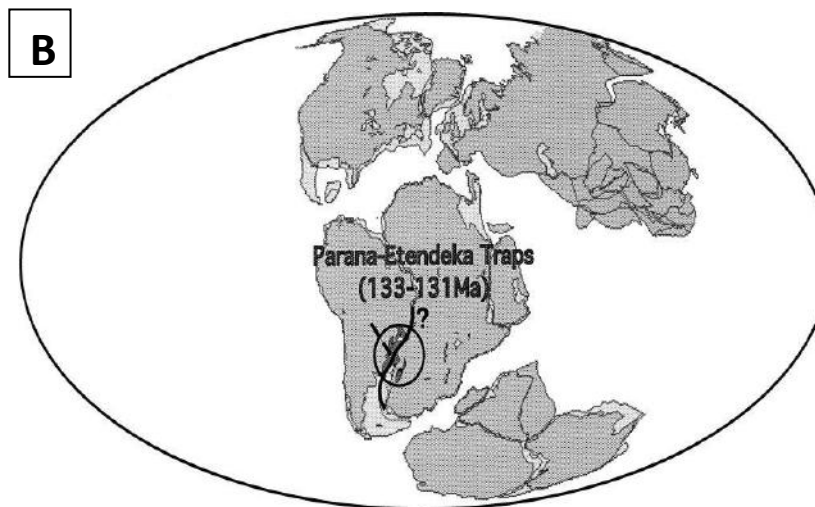
Descrevendo rapidamente o evento CAMP, pode-se considerar que foi um curto evento magmático, com duração de 10 Ma (200-190 Ma), com sua origem ainda debatida por muitos autores, mas os dois principais mecanismos discutidos e aceitos até o momento incluem: (1) impacto da cabeça de pluma sob a litosfera continental (McHone, 2000; De Min

*et al.*, 2003) ou (2) concentração de calor sob a litosfera continental espessa e/ou convecção resultante das diferenças de diversos domínios litosféricos (Anderson, 1994; McHone, 2000).

A Formação Mosquito consiste em abundante lava basáltica com 175 metros de espessura, aproximadamente, cobrindo uma área de 40.000 km<sup>2</sup> nas partes central e oeste da Bacia do Parnaíba (Kclöcking *et al.*, 2018). Petrograficamente é caracterizada como rochas com textura levemente porfírica (5-10% de fenocristais e microfenocristais), predominantemente amigdaloidais/vesiculares e menos frequentemente maciças; a assembleia mineralógica é constituída por dois piroxênios (augita e pigeonita), plagioclásio, óxidos de Fe-Ti (magnetita com exsolução de ilmenita), vidro vulcânico. Calcita e zeólita ou quartzo ocorrem preenchendo amígdalas. Apatita, pirita, calcopirita ocorrem como fases menores e, raros Álcali-feldspatos caracterizam estágio tardio de cristalização (Bellieni *et al.*, 1990; Oliveira *et al.*, 2018).

As rochas básicas da Formação Mosquito são caracterizadas quimicamente por basaltos toleíticos de baixo Ti (B-Ti) e alto Ti (A-Ti), sendo os basaltos de B-Ti considerados mais predominantes nos trabalhos científicos já publicados (Bellieni *et al.*, 1990; Fodor *et al.*, 1990; Ernesto, 2003). Portanto, Merle *et al.* (2011) subdividiram o grupo de A-Ti em dois subgrupos, sendo (a) A-Ti com aproximadamente 2% de TiO<sub>2</sub> e (b) alto Ti evoluído (AE-Ti) com TiO<sub>2</sub> acima de 3%. Os basaltos de B-Ti são considerados em concentrações menores que 1,3% de TiO<sub>2</sub>. Como citado anteriormente neste texto, Merle *et al.* (2011) utilizaram dados de <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar em plagioclásio e obtiveram idades semelhantes de 198 ± 0,8 Ma, 199,7 ± 2,4 Ma, 198,2 ± 0,6 Ma para os grupos e subgrupos de B-Ti, A-Ti e AE-Ti, respectivamente, e isto confere uma contemporaneidade a estes toleítitos, apesar de, neste trabalho, Merle *et al.* (2011) sugerirem suítes diferentes.

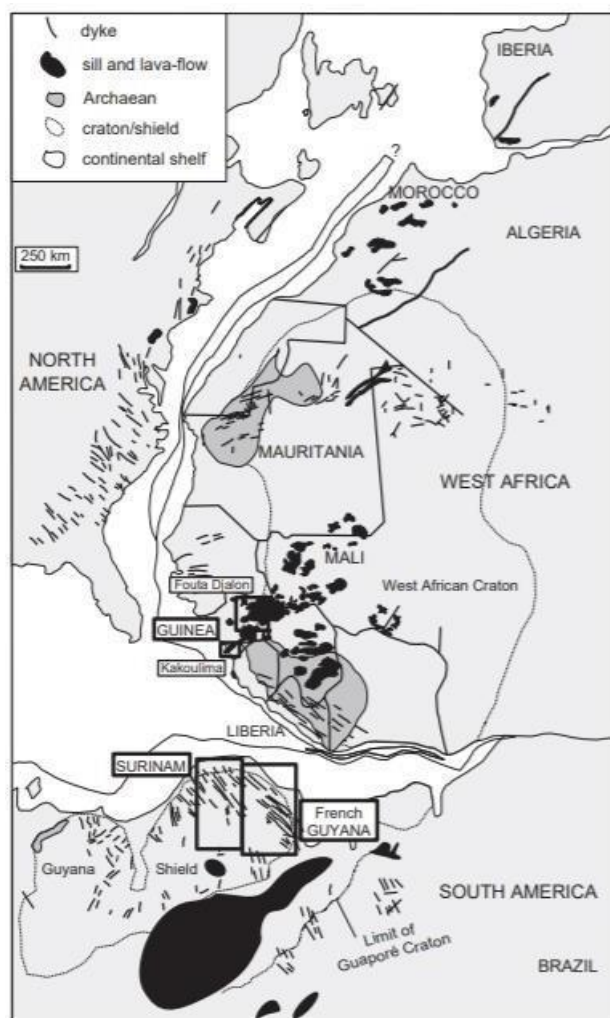
Ainda segundo Merle *et al.* (2011), a derivação dos basaltos da Formação Mosquito de B-Ti foi caracterizada pela fusão parcial das porções mais férteis do manto litosférico subcontinental metassomatisado durante um processo pretérito de subducção; os toleítitos de A-Ti referem-se à fusão parcial da astenosfera com contaminação durante a ascensão pela interação com o manto litosférico subcontinental (MLSC) e, alguns toleítitos de AE-Ti, apesar de terem sido originados dessa mesma fonte, mostraram evidências de assimilação por cristalização fracionada (AFC). Estas constatações foram obtidas a partir de dados isotópicos (Sr-Nd-Pb-Os) e litogeoquímicos.

**A****B**

**Figura 3.8:** Configuração dos paleocontinentes em relação às províncias magmáticas referentes à Formação Mosquito e Formação Sardinha, respectivamente, onde em (A) exibe a reconstrução dos paleocontinentes há 200 Ma, indicando a localização do vulcanismo da margem Atlântico Central e o rifteamento Pangea; e em (B) exibe a reconstrução dos paleocontinentes há 130 Ma, indicando a localização da trapa Paraná-Etendeka e o rifteamento de Gondwana. Fonte: Courtillot *et al.*, 1999.



Segundo os resultados de modelagem inversa obtidos no trabalho de Klöcking *et al.* (2018), as fusões geradas para formar os magmas basálticos da Formação Mosquito ocorreram a 49-89 km de profundidade, com a maior parte do volume de fusão gerada dentro do campo de estabilidade do espinélio. Além disso, as composições dos elementos principais indicam que os magmas basálticos foram submetidos a 17% de fracionamento antes da erupção e a distribuição calculada da fração de fusão em função da profundidade é consistente com uma faixa de temperatura potencial de 1370-1390°C. Esses autores ainda afirmam que não há grande diferença nas condições de fusão entre as suítes de alto e baixo TiO<sub>2</sub>.



**Figura 3.9:** Distribuição geográfica da Província Magmática do Atlântico Central (CAMP). Fonte: Deckart *et al.* (2005).

As rochas básicas da Formação Sardinha, que ocorrem principalmente como basaltos hipoabissais (Bellieni *et al.*, 1990), indicam textura holocristalina predominante, variando de



equigranular a inequigranular com granulação fina a grossa. Subordinadamente, texturas subofíticas e porfíricas são observadas. A assembleia mineralógica é constituída por augita, plagioclásio, pigeonita, Ti-magnetita, ilmenita, olivina completamente alterada e apatita. Podem ocorrer mais raramente intercrescimento de quartzo-K-feldspato e crescimento tardio de anfibólio e biotita (Bellieni *et al.*, 1990; Heilbron *et al.*, 2018).

Assim como ocorre na Formação Mosquito, a Formação Sardinha também apresenta basaltos toleíticos de alto e baixo Ti, porém, e segundo Oliveira *et al* (2018), a Formação Sardinha também é composta por basaltos alcalinos. No trabalho de Heilbron *et al.* (2018), sugere-se, mesmo não apresentando composições isotópicas, que duas fontes contrastantes de manto fértil e empobrecido poderiam estar envolvidas na geração do magmatismo máfico da Formação Sardinha. Heilbron *et al.* (2018) ainda sugerem que a assinatura do manto litosférico sub-continental, abaixo dos terrenos da Província Borborema, podem desempenhar um papel importante no provincialismo magmático de idade Cretácea.

Para os basaltos alcalinos da Formação Sardinha, Oliveira *et al* (2018), sugerem como fonte uma pluma mantélica ou baixo grau de fusão do manto, mas reconhece que dados detalhados das rochas básicas Cretáceas da Bacia do Parnaíba são muito importantes para definir isso.

Klöcking *et al* (2018) também fizeram a modelagem inversa para os basaltos da Formação Sardinha, onde os dados de baixo  $\text{TiO}_2$  sugerem que a fusão ocorreu a 50-75 km de profundidade de uma fonte composta de 43% de manto primitivo e 57% de manto empobrecido. As frações finais de fusão correspondem a uma temperatura potencial de 1330-1340°C e estas fusões foram submetidas a 28% de fracionamento. Este trabalho também afirma que, para as composições mais evoluídas, com até 50% de fracionamento, a modelagem inversa de amostras com alta concentração de  $\text{TiO}_2$ , produz temperaturas e profundidades semelhantes, embora as frações de fusão sejam inferiores a 4%.

Tanto as rochas básicas da Formação Mosquito, quanto as rochas básicas da Formação Sardinha, tiveram grande importância na evolução tectônica da Bacia do Parnaíba, pois, segundo Vaz *et al.* (2007), o peso dos derrames relacionados à Formação Mosquito gerou subsidência que culminou na deposição dos sedimentos no Jurássico. Além do importante papel tectônico, as rochas magmáticas da Bacia do Parnaíba também tiveram grande contribuição para o traqueamento e maturação dos hidrocarbonetos da bacia.

Baseado em dados geofísicos, além do magmatismo das formações Mosquito e Sardinha, pipes kimberlíticos também são registrados nas margens sul e noroeste da Bacia do Parnaíba (Castelo Branco *et al.*, 2002).

### 3.5. Breve conceituação sobre basaltos

As rochas ígneas são classificadas dentro de categorias gerais, como: plutônica, hipoabissal e vulcânica, dependendo do tamanho do grão (Frost & Frost, 2013). Rochas plutônicas caracteristicamente têm grãos médios a grossos ( $> 1$  mm; Mackenzie, 1982) e são inferidas como tendo sido cristalizadas em crosta profunda. As rochas vulcânicas se cristalizam em superfície e apresentam granulação fina a muito fina ( $< 1$  mm; Gill, 2010; Frost & Frost, 2013), as rochas hipoabissais se cristalizam em subsuperfície e apresentam granulação fina a vítrea (Frost & Frost, 2013).

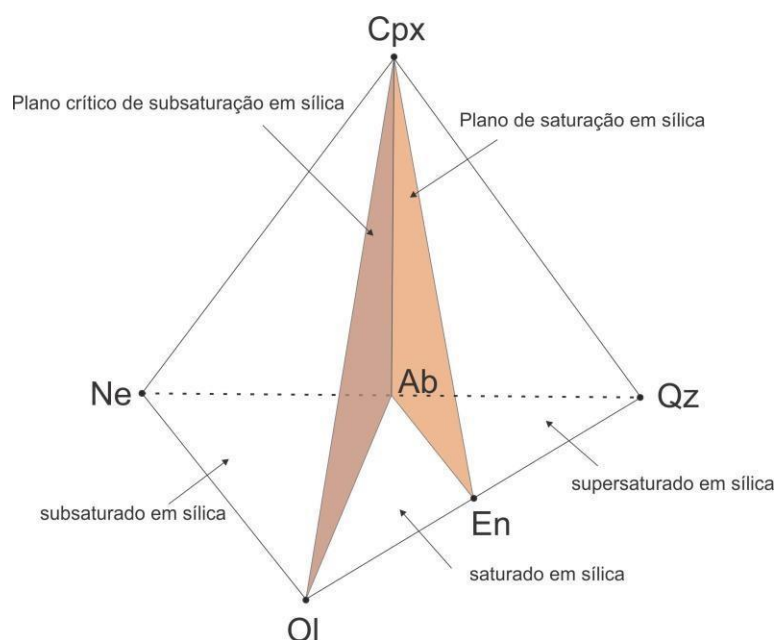
Uma variável importante que controla o tamanho dos minerais em uma rocha ígnea é a taxa de resfriamento do magma (Frost & Frost, 2013). O resfriamento lento gera velocidade de crescimento alta (uma alta taxa de crescimento depende da manutenção de uma alta taxa de difusão de material e tal condição é favorecida por uma temperatura alta), mas a criação de novos cristais é limitada pela velocidade de nucleação (Sial & McReath, 1984; Gill, 2010); se um magma se resfriar rapidamente, a nucleação será mais rápida e muitos núcleos competirão por recursos, onde a taxa de crescimento cristalino será muito menor (Frost & Frost, 2013), já o resfriamento extremamente rápido, acarreta um grau de super-resfriamento amplo o bastante para suprimir tanto a nucleação quanto o crescimento cristalino, ou seja, não se formam cristais, e o estado desordenado do líquido magmático é “congelado” na forma de vidro (Gill, 2010).

Gill (2010) define basalto como sendo uma rocha ígnea máfica de granulação fina, ou seja, menor que 1 mm (Mackenzie, 1982), composta essencialmente de augita + plagioclásio cálcico, ocorrendo praticamente em todos os ambientes tectônicos globais (Best, 2002). Os equivalentes composicionais do basalto de granulação grossa e média são classificados como gabro e diabásio (ou dolerito), respectivamente. Sendo esta classificação utilizada como base para este trabalho.

Yoder e Tilley (1962) usaram o tetraedro normativo (Figura 3.10) para retratar a ampla gama de composições de basalto e três tipos puderam ser reconhecidos segundo o grau de saturação em sílica - por serem rochas básicas, os basaltos sempre apresentarão teores de  $\text{SiO}_2$

entre 45% a 52% -, além de também ser restrito a rochas com teor de álcalis totais ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) menores que 5% (Gill, 2010).

Os basaltos podem ser separados em três grupos segundo a saturação de sílica (supersaturado, saturado e subsaturado), onde a representação gráfica mostrada na Figura 3.10 delimita esses grupos nos minerais normativos: olivina (Ol;  $\text{Mg}_2\text{SiO}_4$ ), Enstatita (En;  $\text{Mg}_2\text{Si}_2\text{O}_6$ ), Quartzo (Qz;  $\text{SiO}_2$ ), Diopsídio (Di;  $\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$ ), Nefelina (Ne;  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ) e Albita (Ab;  $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ ); o plano Di-Ab-En é o plano de saturação em sílica e o plano Di-Ab-Ol é o plano de insaturação em sílica; a pirâmide triangular Di-Ab-En-Qz representa a supersaturação de sílica, ao passo que, a pirâmide Di-Ab-Ol-Ne representa a insaturação em sílica.

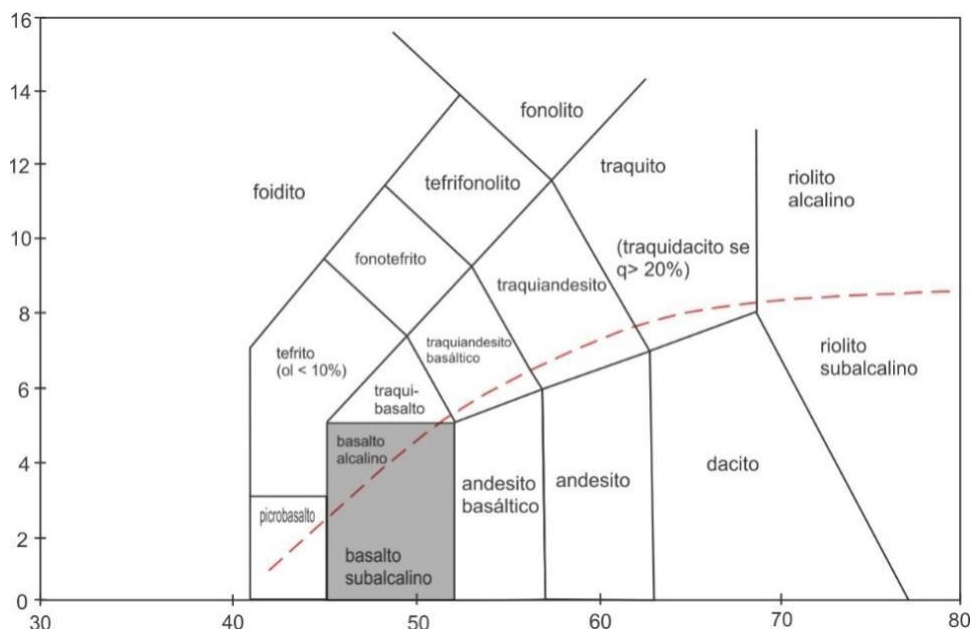


**Figura 3.10:** Diagrama normativo mostrando o plano de saturação em  $\text{SiO}_2$  (dividindo o volume contendo composições de rocha com quartzo normativo das composições sem quartzo) e o plano crítico de subsaturação em  $\text{SiO}_2$  (o qual divide o volume contendo composições de rocha com nefelina normativa do volume contendo composições sem nefelina). Fonte: Baseado em Yoder & Tilley (1962).

Baseado também em classificações químicas, Miyashiro (1978) sugeriu que as rochas vulcânicas poderiam ser separadas em duas séries magmáticas: alcalinas e subalcalinas, onde a série alcalina apresenta uma taxa maior de enriquecimento em álcalis e a série subalcalina apresenta uma taxa maior de enriquecimento em sílica. A Figura 3.11 mostra o diagrama TAS, onde a grade de campos classificatórios e linhas limite foram construídas de maneira empírica, de acordo com as recomendações da União Internacional das Ciências Geológicas.

Posteriormente, foram feitas subdivisões nas duas séries. A série alcalina foi subdividida em sódica, potássica, alto potássica e ultrapotássica (Figura 3.12 (A); Irvine &

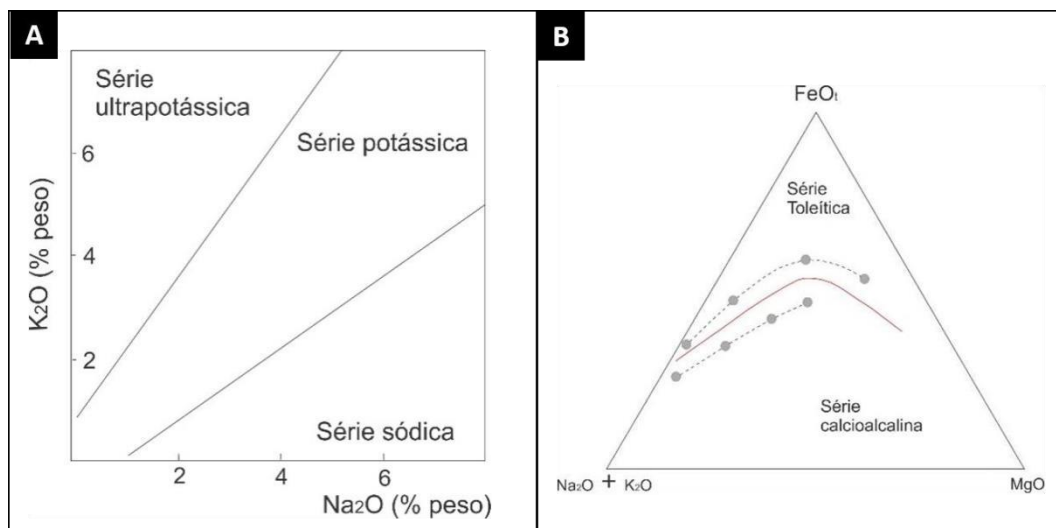
Baragar, 1971; Middlemost, 1975). A série subalcalina é subdividida em calcioalcalina e toleítica (Kuno, 1960; Yoder & Tilley, 1962) ao qual podem ser distinguidas no diagrama AFM, ou seja, por suas razões de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), ferro ( $\text{FeO}_t$ ) e magnésio ( $\text{MgO}$ ) (Figura 3.12 (B)).



**Figura 3.11:** Diagrama TAS mostrando as divisões entre as séries alcalina e subalcalina de rochas vulcânicas, onde o eixo x fornece a porcentagem em peso de  $\text{SiO}_2$  e o eixo y a porcentagem em peso de álcalis ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ), dividindo o diagrama em quinze campos. Fonte: Baseado em Miyashiro (1978).

No diagrama AFM é possível observar as diferentes tendências evolutivas entre as séries; os magmas parentais da série toleítica, não cristalizam óxidos de Fe-Ti no primeiro momento, gerando um *trend* evolutivo em direção ao vértice F ( $\text{FeO}_t$ ), caracterizando um enriquecimento de tal elemento, até começar a cristalização fracionada (indicada pela inflexão da curva) e cristalizar tardiamente esses minerais. Em contrapartida, os líquidos parentais calcioalcalinos, cristalizam óxidos de Fe-Ti nos primeiros estágios de diferenciação magmática, gerando *trends* que evoluem em direção oposta ao *trend* da série toleítica (álcalis –  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) (Irvine & Baragar, 1971).

Essas discriminações de séries são feitas a partir de análises geoquímicas, mas também podem ser notadas na petrografia, por meio do aparecimento de algumas fases minerais, conforme sumarizado na Tabela 3.1.



**Figura 3.12:** (A) Diagrama K<sub>2</sub>O versus Na<sub>2</sub>O em % peso. Este diagrama subdivide a série alcalina nas séries sódica, potássica e ultrapotássica. Fonte: baseado em Middlemost (1975); (B) Diagrama AFM exibindo a tendência evolutiva para cada série. Fonte: Baseado de Irvine & Baragar.

**Tabela 3.1:** Principais diferenças observáveis em petrografia entre os basaltos toleítico e alcalino. Fonte: Hughes (1982).

	Basalto Toleítico	Basalto Alcalino
<b>Matriz</b>	Sem olivina	Presença de olivina
	Clinopiroxênio (augita e pigeonita)	Augita titanífera
	Ortopiroxênio (hiperstênio)	Sem ortopiroxênio
<b>Fenocristais</b>	Olivina rara e não zonada	Olivina zonada é comum
	Ortopiroxênio é incomum	Ausência de ortopiroxênio
	Presença de clinopiroxênio (augita)	Presença de clinopiroxênio (augita)

Segundo Mysen & Kushiro (1977), as séries alcalinas são mais comuns em ambientes divergentes, assim como as rochas da série toleítica, mas segundo (Wilson, 1989), os basaltos da série toleítica podem ocorrer em todos os ambientes tectônicos, como exibido na tabela 3.2; já as rochas da série calcioalcalina são mais características de ambientes convergentes.

**Tabela 3.2:** Sumarização das séries magmáticas relacionadas ao ambiente tectônico. Fonte: baseado em Wilson (1989).

Ambiente tectônico	Margem de Placa		Intraplaca	
	Convergente	Divergente	Intraoceânico	Intracontinental
<b>Característica vulcânica</b>	Arcos de ilhas e margens continentais ativas	Dorsais mesoceânicas e bacias de retroarco	Ilhas oceânicas	Zonas de rifteamento continental e províncias basálticas
<b>Série magmática característica</b>	Toleítica	Toleítica	Toleítica	Toleítica
	Calcioalcalina	-	-	-
	Alcalina	-	Alcalina	Alcalina
<b>Variação de SiO<sub>2</sub></b>	Basaltos e diferenciados	Basaltos	Basaltos e diferenciados	Basaltos e diferenciados

No que se refere à petrogênese de basaltos, Kushiro (1972), acredita que a principal fonte de magma basáltico seja o peridotito (rocha ultramáfica composta essencialmente por olivina), porém, alguns autores (por exemplo, Wilson, 1989 e Schiano *et al.*, 1997) acreditam que os basaltos podem ser originados a partir de piroxenitos, eclogitos e anfibolitos. Porém, a origem a partir do peridotito tem sido amplamente aceita e isso se deve a: (1) xenólitos ultrabásicos nos kimberlitos e nos basaltos; (2) experiência de fusão em rochas ultramáficas e (3) mineralogia de alguns peridotitos indicando equilíbrio sob pressões correspondentes ao manto superior (Wilson, 1989).

Os xenólitos apresentam composição de: espinélio peridotito, granada peridotito e granada piroxenito (Takahashi & Kushiro, 1983). Estes xenólitos podem ser resultados de acúmulos de cristais no magma ou podem ter sido arrancados das paredes durante a ascensão do magma até a superfície.

Experimentos mostram que um magma de basalto toleítico pode ser produzido por graus moderados de fusão parcial (20-30%) de qualquer fonte a pressões abaixo de 15-20 kbar. Em pressões mais altas, líquidos picríticos (líquidos ricos em MgO) são gerados no mesmo grau de fusão. Já os magmas alcalinos parecem ser gerados por graus menores de fusão parcial (<20%) de fontes enriquecidas a pressões superiores a 10 kbar (Wilson, 1989). Segundo Jacques & Green (1980), líquidos semelhantes a komatiitos peridotíticos podem ser gerados por 40-50% de fusão parcial de um lherzolito fértil ou 30-40% de fusão parcial de um lherzolito empobrecido.

O efeito da água (H<sub>2</sub>O) na fusão da assembleia mineral do peridotito está ligado ao campo de estabilidade da olivina produzindo líquidos mais saturados em sílica que os fundidos na ausência de água (Kushiro, 1973; Mysen & Kushiro, 1977). O CO<sub>2</sub> também é importante e é o principal constituinte das inclusões fluidas nos fenocristais de olivina em

rochas basálticas e nos xenólitos ultramáficos (Roeder, 1965).

Entretanto, a solubilidade do  $\text{CO}_2$  nas fusões básicas é menor que a solubilidade da  $\text{H}_2\text{O}$ , mas com o aumento da pressão (até 24 Kbar), o  $\text{CO}_2$  coexiste com o peridotito e, o progressivo aumento da pressão levará a solubilidade do  $\text{CO}_2$ , fazendo com que ele reaja com os líquidos silicáticos formando íons carbonáticos (Mysen, 1977).

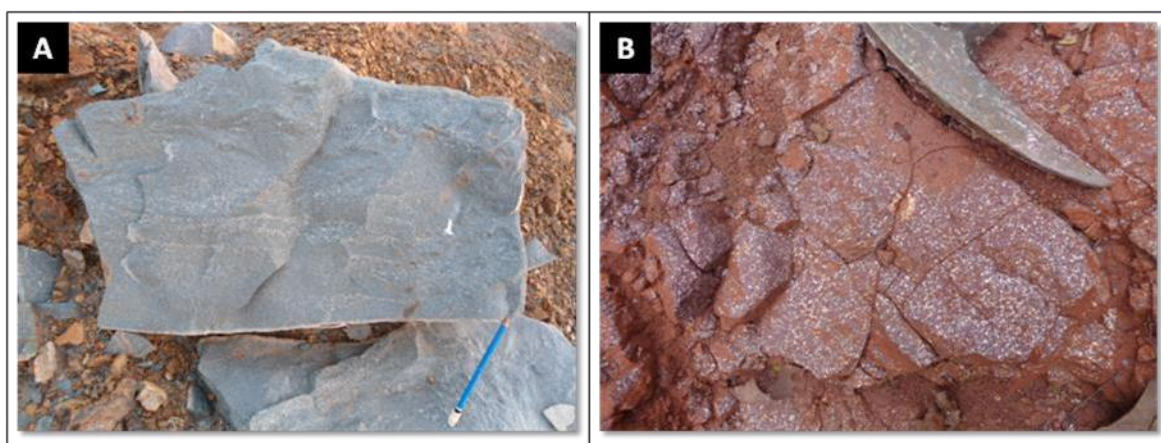
Sobre tudo que foi dito anteriormente neste subtópico, conclui-se que o basalto pode apresentar um amplo espectro composicional, dado que eles podem ser gerados a partir da fusão de diferentes fontes.

## II. RESULTADOS

### 4. ASPECTOS DE CAMPO

Este capítulo tem como objetivo descrever os aspectos macroscópicos gerais dos afloramentos mapeados durante a atividade de campo, realizada, como mencionada no capítulo 1, por professores da UFRRJ e pelo geólogo do Instituto Geológico do Estado de São Paulo, membros da equipe de pesquisa do Projeto Basalto.

A coloração das rochas estudadas em campo é predominantemente cinza, mas ocorre também esverdeada a arroxeadada (Figura 4.1) por conta de diferentes graus de alteração. A cor esverdeada deve indicar a presença de argilominerais provenientes, mais provavelmente, de alteração dos piroxênios; já a cor arroxeadada pode ser sugerida à presença de óxidos de ferro, resultantes da alteração dos minerais opacos (óxidos de Fe e Ti) e dos piroxênios.



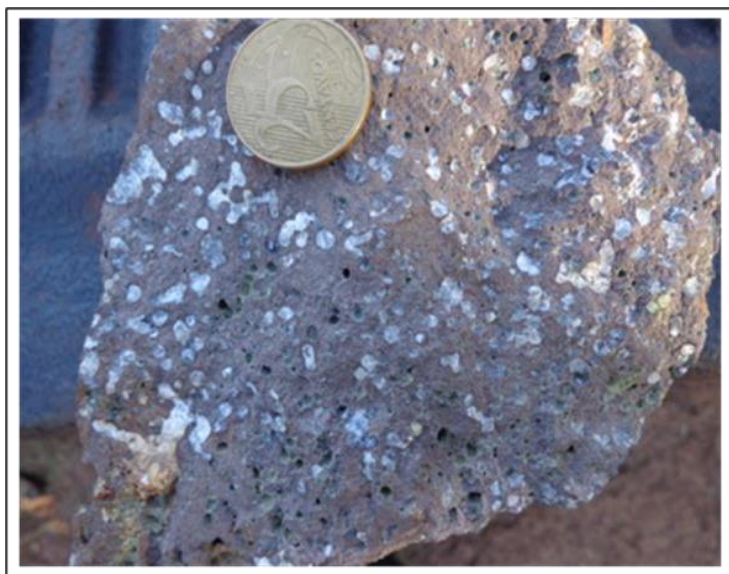
**Figura 4.1:** Dois exemplos de amostras de basalto com coloração diferente. Em (A) amostra referente ao ponto GP-84 de basalto maciço acinzentado (mais fresco) e (B) amostra do ponto GP-86 caracterizando basalto amigdaloidal vermelho arroxeadado devido a processos intempéricos.

As rochas são faneríticas a afaníticas, com granulação fina a média e, predominantemente, afíricas. Além disso, mostram duas principais características para estes derrames: níveis amigdaloidais/vesiculares e interação da lava com os sedimentos.

As amígdalas e vesículas são componentes fundamentais na caracterização da fase final de cristalização magmática, sendo formadas principalmente pela exsolução de gases magmáticos dissolvidos no conduto vulcânico. Ao atingir a atmosfera, esses voláteis vão sendo constantemente perdidos até a lava se solidificar (Walker, 1993), deixando como registro, cavidades que poderão ou não ser posteriormente preenchidas. As amígdalas da Formação Mosquito são preenchidas por carbonatos e zeólitas (Figura 4.2) e apresentam



diferentes dimensões (menores ou maiores), formas (arredondada ou angulosa) e relações espaciais (muito ou pouco espaçadas entre si).



**Figura 4.2:** Amostra de basalto amigdaloidal/vesicular em matriz afanítica referente ao afloramento GP-89. As amígdalas dessa amostra perfazem, aproximadamente, 40% em volume e são preenchidas por zeólita e carbonato.

Os níveis amigdaloidais são indicadores importantes para a marcação de base e topo na estratigrafia de derrame. Isto porque, segundo Walker (1993), as bolhas de gás crescem por coalescência fazendo com que sua velocidade de ascensão na lava aumente até atingir a atmosfera, concentrando-se, portanto, no topo do derrame, deixando os níveis basais empobrecidos nesses voláteis. Entretanto, só é possível observar este cenário se o derrame for espesso o suficiente para que haja tempo para os voláteis ascenderem antes da lava se solidificar (Walker *et al.*, 1999).

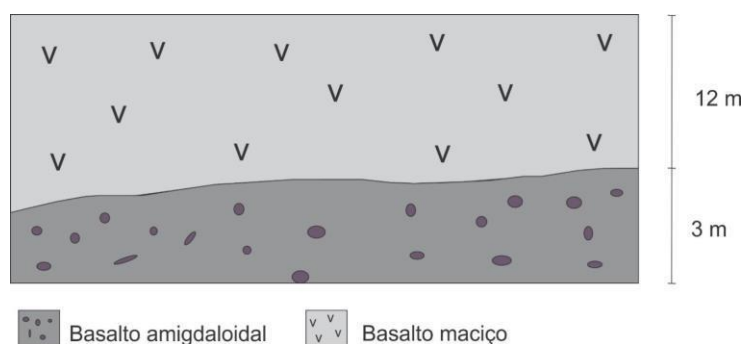
Analisando alguns dados de campo, observou-se que a estratigrafia do basalto da Formação Mosquito apresenta comportamento contrário - com níveis amigdaloidais na base e maciço no topo - como pode ser observado no croqui referente ao ponto GP-84 (Figura 4.3) e na fotografia de afloramento do ponto GP-104 (Figura 4.4). Uma hipótese para explicar isto seria a ocorrência de vários pulsos magmáticos com intervalo de tempo suficiente entre eles para formar esses diferentes estratos basálticos. Além disso, poderia ser levado em consideração também que a proporção volumétrica para cada pulso seja diferente. Isto explicaria, por exemplo, a camada amigdaloidal na base não estar associada a uma camada maciça sotoposta a ela, ou seja, o primeiro pulso não teria sido espesso o suficiente para haver essa ascensão vertical dos voláteis, resfriando-se rapidamente e formando, consequentemente,

uma camada rica e dispersa em voláteis, não tendo tempo suficiente para a separação em níveis.

Para a segunda camada (maciça), sugere-se duas hipóteses:

- 1) Segundo pulso magmático espesso o suficiente para que os voláteis pudessem ter migrado totalmente para o topo antes que a lava se solidificasse; posteriormente, esse topo rico em amígdalas teria sido erodido, não deixando registro;
- 2) Segundo pulso magmático já depletado em voláteis em decorrência do extravasamento do primeiro pulso. Esta hipótese é mais complexa, porque há afloramentos com intercalações cíclicas de várias camadas alternando-se entre amigdaloidais e maciças, tendo então que haver algum processo que pudesse carregar e descarregar a câmara magmática em voláteis de forma cíclica.

Corroborando com a linha de raciocínio da primeira hipótese, ainda observando o croqui da Figura 4.3, é possível notar que a camada 2 (maciça) é mais espessa que a camada 1 (amigdaloidal).



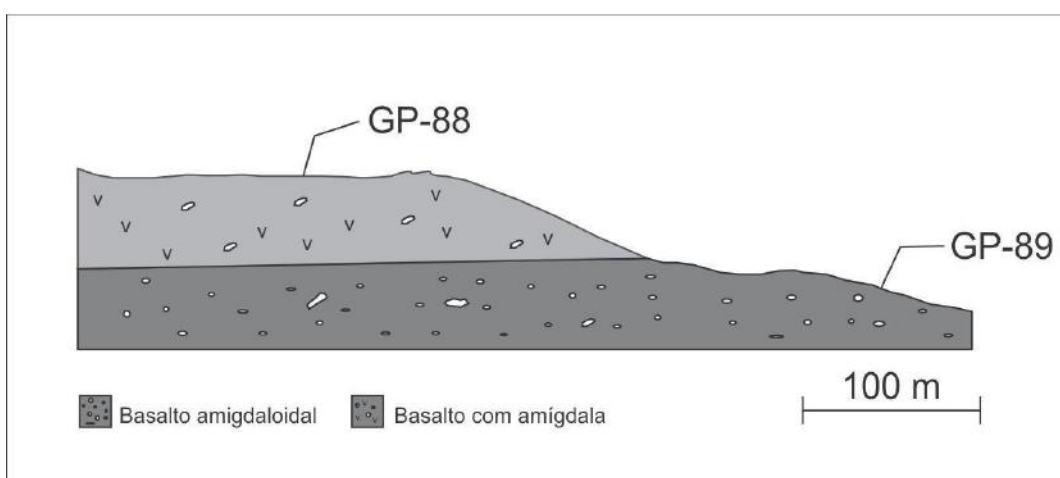
**Figura 4.3:** Croqui do afloramento da amostra GP-84, exibindo as camadas de basalto amigdaloidal intercalado com camadas de basalto maciço.



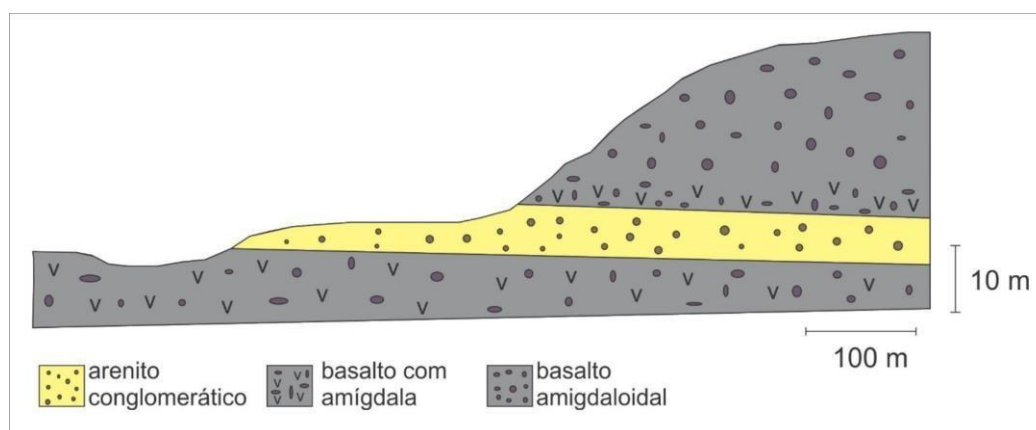
**Figura 4.4:** Fotografia do afloramento GP-104 evidenciando os diferentes níveis estratigráficos do basalto: base amigdaloidal sobreposta por basalto maciço.

Um caso análogo pode ser observado no croqui referente ao afloramento dos pontos GP-88 e GP-89 (Figura 4.5). A diferença do croqui anterior, é que a camada superior provavelmente não teve espessura suficiente para total migração de voláteis para o topo, deixando em sua base, concentrações menores de amígdalas.

Como já citado anteriormente, outra característica muito marcante é a relação entre as rochas vulcânicas e sedimentares (Figura 4.6). Esta relação ocorre de três formas: dique de injeção clástica, peperito e, possivelmente, brecha vulcânica.



**Figura 4.5:** Croqui referente aos afloramentos dos pontos GP-89 e GP-88 exibindo camada de basalto amigdaloidal na base e basalto com amígdala no topo.

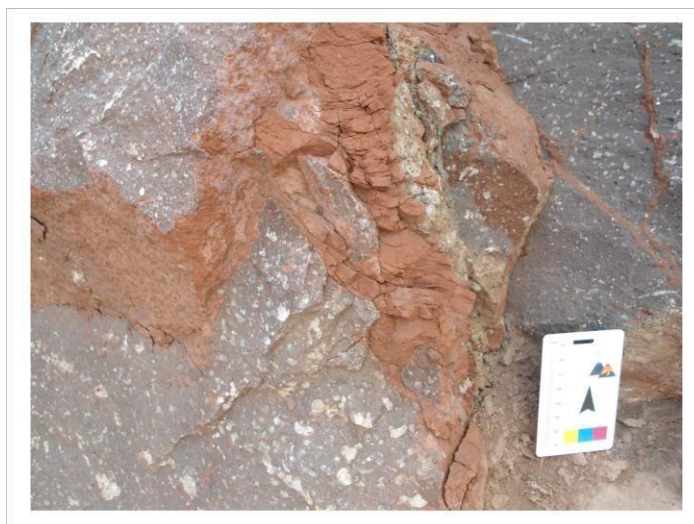


**Figura 4.6:** Croqui do afloramento GP-83 evidenciando uma das formas de interação entre sedimento e rocha vulcânica.

Dando ênfase às formas de não mistura entre lava e sedimento, o ponto GP-104 exhibe dique de injeção clástica de estrutura tabular e discordante da rocha vulcânica hospedeira (Figura 4.7). Como esse dique de material clástico corta discordantemente a rocha ígnea, pressupõe-se então que este material seja mais novo; presume-se também que esse dique não

tenha se formado por injeção forçada, mas sim por algum preenchimento posterior de fratura pretérita que tenha se formado no basalto.

Outra feição muito interessante observada neste mesmo afloramento é o contato de base de fluxo com material clástico (Figura 4.8). Sugere-se para isso dois processos; (1) a interação entre a paleo-lava e o sedimento não se deu de forma destrutiva, mas sim com baixa energia suficiente para que o fluxo pudesse contornar suavemente o paleo-relevo deste material clástico ou (2) indicando superfície erosiva, indicando que a lava foi capaz de remobilizar parte deste sedimento. De qualquer forma, nestes casos, a presença de feições de estrias na base deste fluxo poderia indicar a direção deste derrame. Entretanto, tal feição não foi vista em campo.



**Figura 4.7:** Dique de injeção clástica cortando basalto amigdaloidal – afloramento GP-104.



**Figura 4.8:** Interação sedimento/basalto não destrutiva, evidenciado pelo contato curvilíneo (em linha tracejada na fotografia) da base do fluxo com o sedimento.

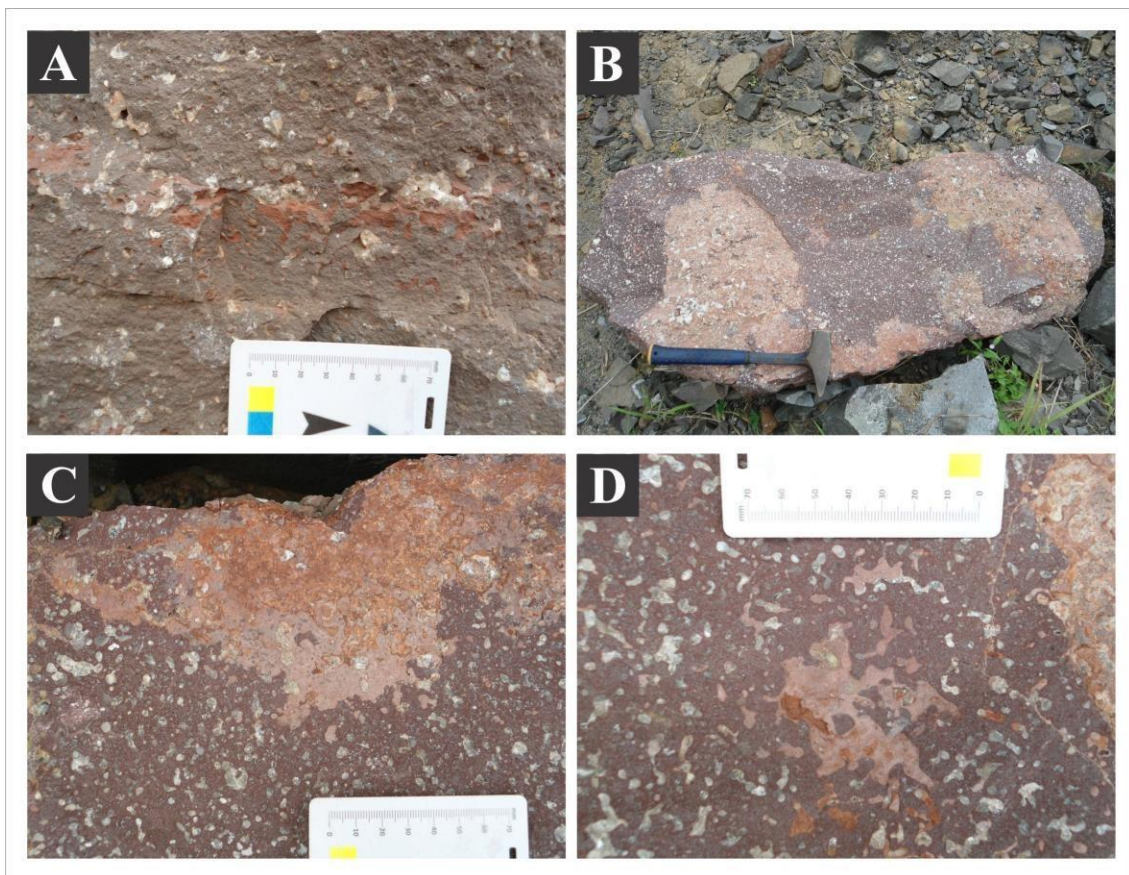


Quando a interação entre lava e sedimento é formada por mistura, ela é denominada de peperito.

White *et al.* (2000) diz que: “*peperito é um termo genético aplicado a rochas formadas essencialmente in situ, por desintegração de magma durante uma intrusão, o qual se mistura a sedimentos inconsolidados ou pouco consolidados e tipicamente úmidos. O termo também se refere às misturas similares geradas pelo mesmo processo em contatos de lavas ou outros depósitos vulcanoclásticos com tais sedimentos*”.

Apesar dessa definição ser a mais utilizada, o fato dessa interação ter que ocorrer com sedimentos úmidos não é via de regra, pois segundo Jerran & Stollhofen (2002), esta interação também pode acontecer em ambiente árido.

Ainda no afloramento GP-104, estas feições de mistura também foram observadas (Figura 4.9 – A a D). Segundo Skillin *et al.* (2002b), a morfologia dos clastos ígneos pode se justificar pela reologia da lava e dos sedimentos envolvidos, conteúdo de voláteis do magma, volumes de lava e de sedimentos, permeabilidade e estruturação do sedimento, levando-se em consideração também, as velocidades de injeção da lava e de mistura.



**Figura 4.9:** Feições de mistura entre lava e sedimento – afloramento GP-104. Em (A), (C) e (D) a feição dessa estrutura é angulosa, enquanto que em (B) esta feição é mais globular.

Ainda segundo Skillin *et al.* (2002b), quanto mais irregular e anguloso for o clasto ígneo, menos fluida e quente é a lava, ou seja, a lava é mais coesa; em contrapartida, se esses clastos são globulares e estirados, mais quente e fluido (menos coeso) é o fluxo. O aspecto de campo observado para estas feições (Figura 4.10) revela um caráter irregular e/ou pouco estirado com reentrâncias pouco angulosas (subarredondada), sugerindo, portanto, que a lava pudesse ter um caráter intermediário, nem muito quente e fluida a ponto de formar clastos ígneos extremamente estirados e nem tão coesa a ponto de formar faces extremamente angulosas.



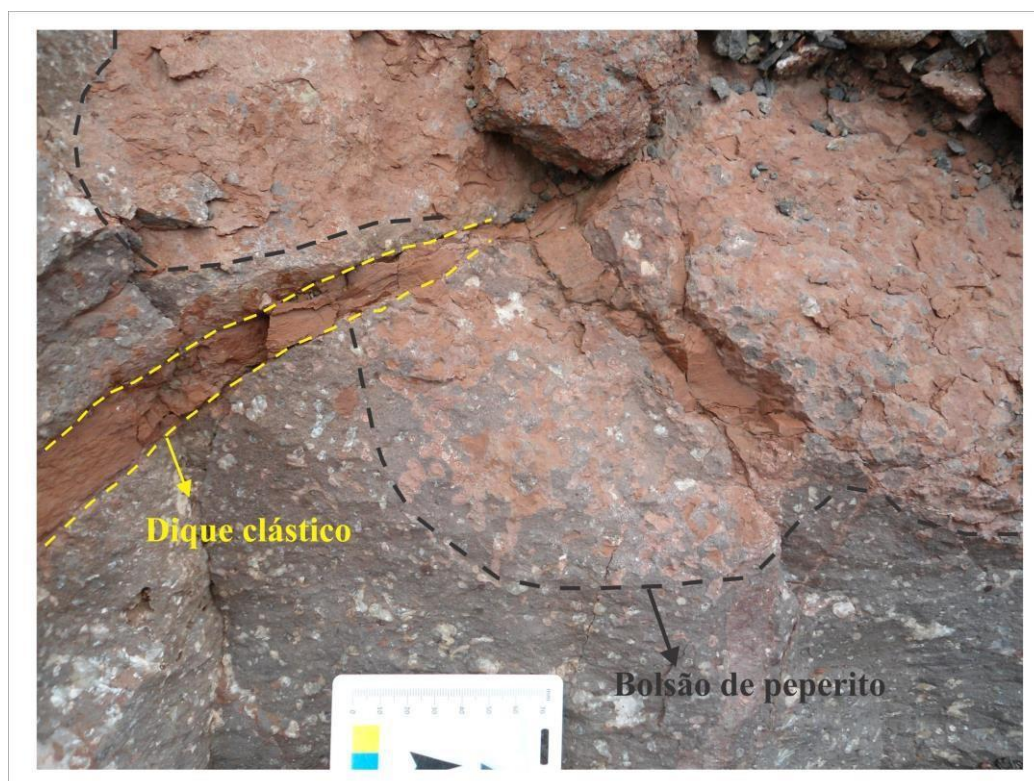
**Figura 4.10:** Feições do clasto ígneo em peperito – afloramento GP- 104.

Como foi apresentado até o momento, o afloramento GP-104 apresenta feições de interação entre lava e sedimento, com e sem mistura. No primeiro momento, foi sugerido neste trabalho que as feições que não apresentam mistura, principalmente ao que se refere aos diques clásticos, possivelmente teriam se originado por processos posteriores ao de resfriamento da lava.

Porém, outra feição de dique clástico foi observada (Figura 4.11), por sua vez, estando diretamente associada aos peperitos. Sugere-se para este caso, devido à ligação entre dique e peperito, que o dique clástico foi formado pelo mesmo processo de formação dos peperitos, representando, talvez, apenas uma fácies mais rúptil do derrame. Ou seja, a lava, ao encontrar



o sedimento inconsolidado se desintegra em estado rúptil ou dúctil, provocando a não-mistura ou mistura, respectivamente.

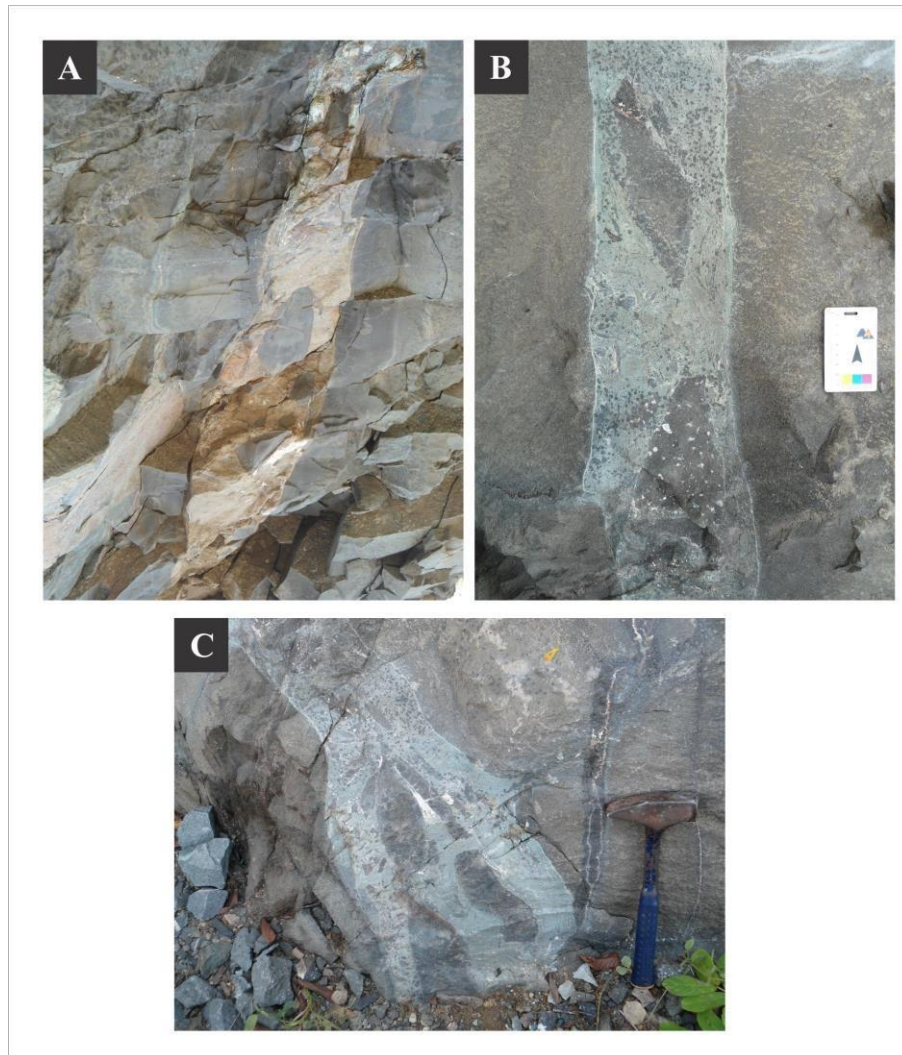


**Figura 4.11:** Interação lava/sedimento demonstrando diferentes feições em decorrência do momento de desintegração da lava ao encontrar sedimento inconsolidado; o dique clástico pode estar relacionado a um estado mais rúptil do derrame, enquanto o peperito a um estado mais dúctil.

O afloramento GP-101, exibe feição de brecha magmática (Figura 4.12), entretanto, apenas com aspectos macroscópicos não fica claro se houve ou não interação com sedimento, ou seja, se a brecha é composta somente por material vulcânico ou se houve a mistura, fazendo que a matriz seja composta por material sedimentar e por fragmentos vulcânicos.

O que fica evidente é que a matriz tem coloração esverdeada, podendo estar relacionada a processos intempéricos oriundos de materiais ferro-magnesianos. Neste caso, a petrografia seria o próximo passo para continuar investigando sobre a composição da matriz dessa brecha.

Neste afloramento foram feitas oito amostragens para a confecção de lâminas delgadas, porém, apenas uma faz parte do grupo de amostras analisadas para este trabalho, representada pela amostra GP-101A (Foto 4.13). Esta amostra integrará, junto com as demais amostras, características mineralógicas e texturais e, se possível, poderá definir se de fato, há ou não interação de sedimento e lava nesta brecha. Tal discussão será abordada no próximo capítulo.



**Figura 4.12:** Fotografia do afloramento GP-101 evidenciando a presença de brecha vulcânica. Essa brecha foi compartimentada em três fotos diferentes do topo para a base (A, B e C, respectivamente), para preservar alguns níveis de detalhe



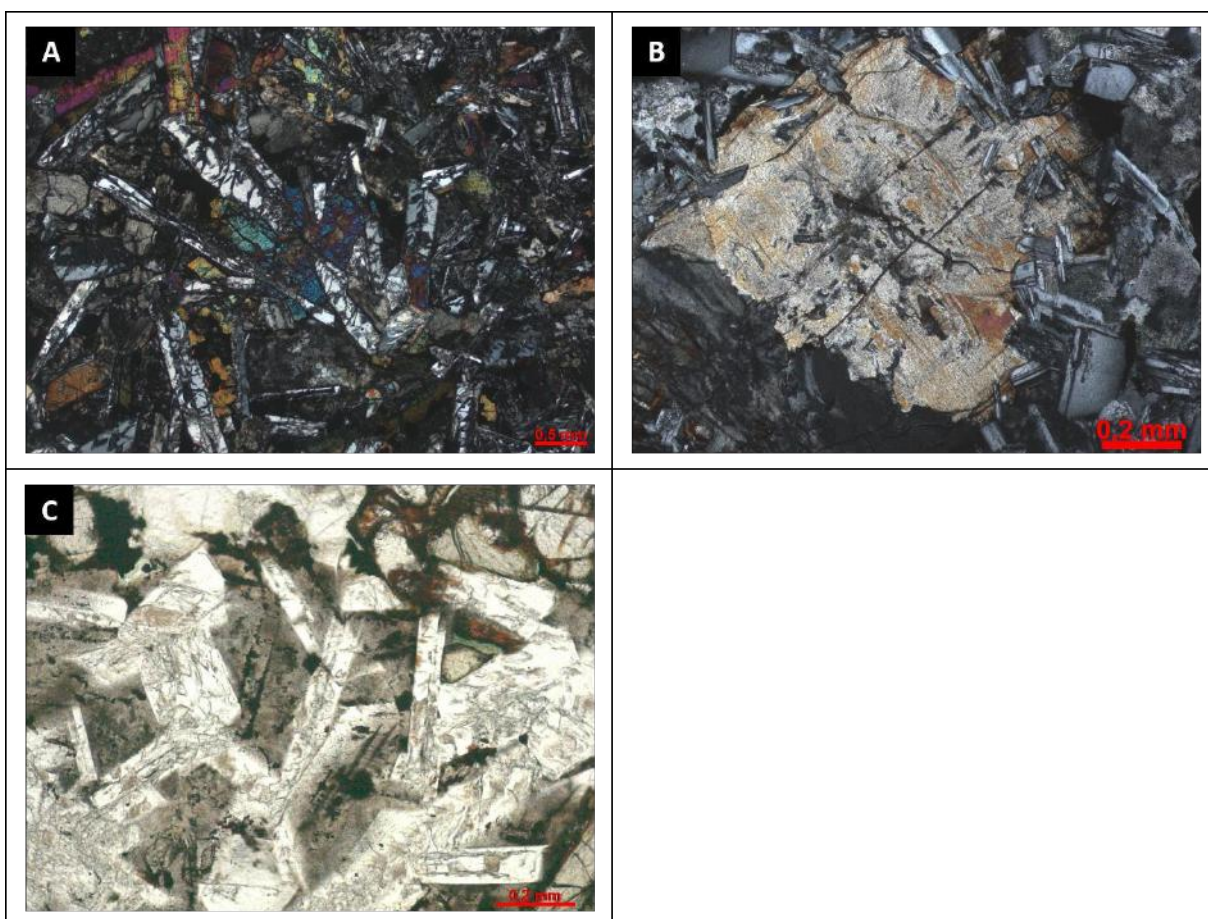
**Figura 4.13:** Fotografia da amostra coletada (em destaque) de brecha vulcânica para confecção de lâmina delgada, pegando o contato entre o clasto vulcânico e a matriz esverdeada.



## 5. PETROGRAFIA

O estudo petrográfico das rochas básicas da porção oeste da Bacia do Parnaíba foi realizado por meio da descrição de 17 amostras de lâminas delgadas com o objetivo de identificar e avaliar (forma, contato, trama, etc.) a mineralogia, além de caracterizar as texturas que, segundo Frost & Frost (2013), são ferramentas importantes no auxílio da interpretação da gênese das rochas.

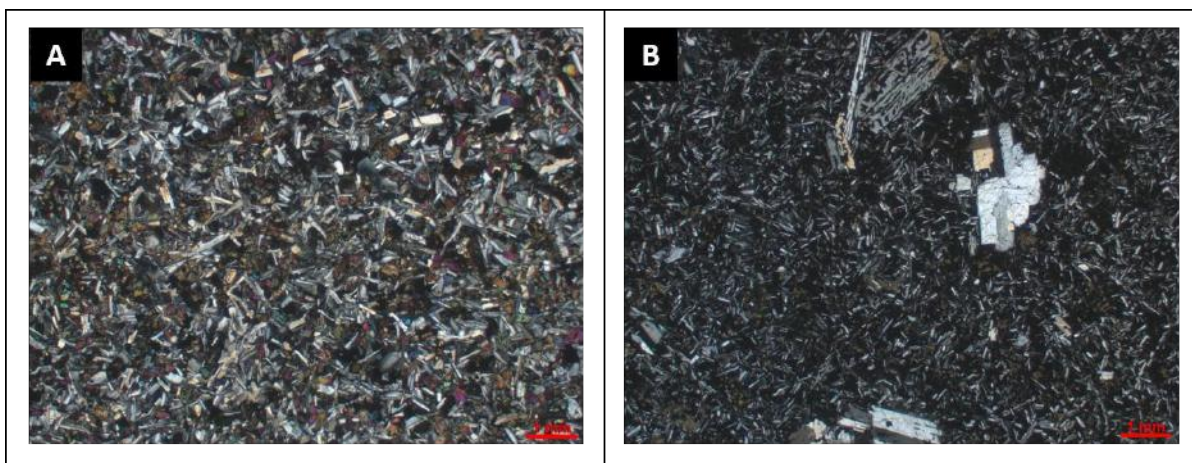
As amostras, de um modo geral, apresentam granulação fina- com média de 0,6 mm - e índice de cor variando de 40 a 60%, sendo, portanto, classificadas como rochas mesocráticas. Tanto a granulometria, quanto o índice de cor foram baseados na classificação de Gill (2010). Apresentam texturas hipidiomórfica, subofítica, ofítica, intersetal e intergranular. Algumas dessas texturas estão expostas na Figura 5.1.



**Figura 5.1:** Fotomicrografias evidenciando as texturas (A) subofítica, referente à amostra GP-72A a luz polarizada cruzada (LPC) com aumento de 10x; (B) ofítica, referente à amostra GP-88 a LPC com aumento de 10x e (C) intersetal, referente à amostra GP-70C a luz polarizada paralela (LPP) e aumento de 10x.

Em algumas amostras, também puderam ser observadas amígdalas e vesículas, sendo caracterizadas por cavidades tanto com borda circular a subcircular, quanto com borda irregular angulosa, esta última forma textura diktitaxítica, indicando enriquecimento de voláteis em estágio tardio, onde uma fração residual de temperatura de baixo ponto de fusão e gases expelidos pela cristalização escapam da lava, deixando vazios angulares microscópicos (Goff, 1996).

As amostras são predominantemente equigranulares, com exceção das amostras GP-83 e GP-90, que apresentam textura inequigranular porfirítica (Figura 5.2).



**Figura 5.2:** Fotomicrografia das texturas (A) equigranular e (B) inequigranular porfirítica, referentes às amostras GP-76 e GP-83, respectivamente a LPC e com aumento de 1,25x.

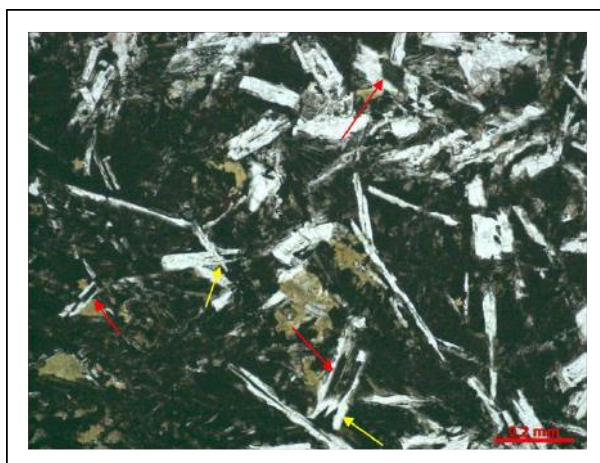
A mineralogia essencial dessas rochas é composta por plagioclásio, clinopiroxênio (identificado microscopicamente como augita),  $\pm$  olivina,  $\pm$  ortopiroxênio e  $\pm$  K-feldspato. Os minerais acessórios são compostos por minerais opacos e apatita. Já os minerais secundários ocorrem alterando minerais essenciais e acessórios e, também, preenchendo cavidades (amígdalas e fraturas) sendo constituídos por minerais opacos, uralita, anfibólio, iddingsita, bowlingita, talco, leucoxênio, sericita, caulinita, epidoto, clorita, zeólita, calcita, quartzo e celadonita.

Vale destacar que, iddingsita, bowlingita, uralita e leucoxênio não são minerais. A iddingsita é uma mistura formada por esmectita, clorita e goetita/hematita; a bowlingita é uma mistura de esmectita-clorita, juntamente com serpentina e quantidades menores de talco, mica e quartzo (Deer *et al.*, 1992). Estas misturas resultam em cores diferenciadas quando observadas em microscópio, dando a iddingsita uma coloração mais vermelha acastanhado e a bowlingita a cor verde. A uralita foi um termo utilizado inicialmente para os minerais com hábito de piroxênio e estrutura de anfibólio com composição indeterminada. É formada em derivação de piroxênio pela ação pneumática dos fluidos magmáticos residuais enriquecidos

em água (Deer *et al.*, 1992). Apesar de apresentar estrutura de anfibólio, a uralita não contém H<sub>2</sub>O o suficiente para assim classificá-la. Também segundo Deer *et al.* (1992), o leucoxênio é um agregado de rutilo + pseudorutilo finamente cristalizado. Ou seja, iddingsita, bowlingita, uralita e leucoxênio são apenas produtos de alteração resultados de agregados de outros minerais, não se enquadrando, portanto, na definição de mineral.

O plagioclásio é o mineral mais abundante dessas rochas, ocorrendo como mineral constituinte da matriz, fenocristais e microfenocristais. As características óticas em luz polarizada paralela (LPP) são representadas por ser incolor, apresentar relevo baixo, ausência de pleocroísmo e hábito prismático alongado (ripiforme). Em luz polarizada cruzada (LPC), apresenta cor de interferência cinza de 1ª ordem, geminação polissintética e extinção oblíqua. Os cristais de plagioclásio exibem faces euédricas a anédricas.

Na matriz, esses cristais de plagioclásio ocorrem com granulação fina a muito fina (até 0,5 mm), de forma aglomerada ou disseminada. Apresentam texturas importantes como esqueletal e rabo de andorinha (Figura 5.3). Renjith (2014) explica que essas texturas são formadas em consequência de uma alta taxa de crescimento devido a um superarrefecimento relacionado à erupção. Apesar da cristalização em superfície denotar um superarrefecimento e uma consequente formação de texturas esqueletais, na matriz das rochas estudadas também ocorre minerais com faces bem formadas (euédricas a subédricas), denotando um resfriamento menos brusco em consequência de, talvez, representarem tubos de lava, em que a perda de calor é mais lenta devido às camadas de lava que a circundam formando um isolamento térmico; ou a um estacionamento da câmara magmática em subsuperfície, onde a diferença de pressão e temperatura foi suficiente para cristalizar minerais de plagioclásio de granulação fina antes de atingirem a superfície.



**Figura 5.3:** Fotomicrografia referente à amostra GP-83 evidenciando as diferentes texturas de superarrefecimento (esqueletal, indicadas pelas setas em vermelho e rabo de andorinha, indicadas pelas setas em amarelo) da matriz a LPP e aumento de 10x.

Os fenocristais e microfenocristais de plagioclásio apresentam granulometria fina a média variando de 0,5 a 0,75mm para os microfenocristais e 1,52 mm a 3,0 mm para os fenocristais. Assim como na matriz, os fenocristais de plagioclásio ocorrem de maneira aglomerada a disseminada e as texturas que estes cristais apresentam sugerem processos que ocorreram ainda na câmara magmática. Estas texturas são representadas por: peneira grossa, esponja, *synneusis*, glomeroporfirítica e sobrecrecimento.

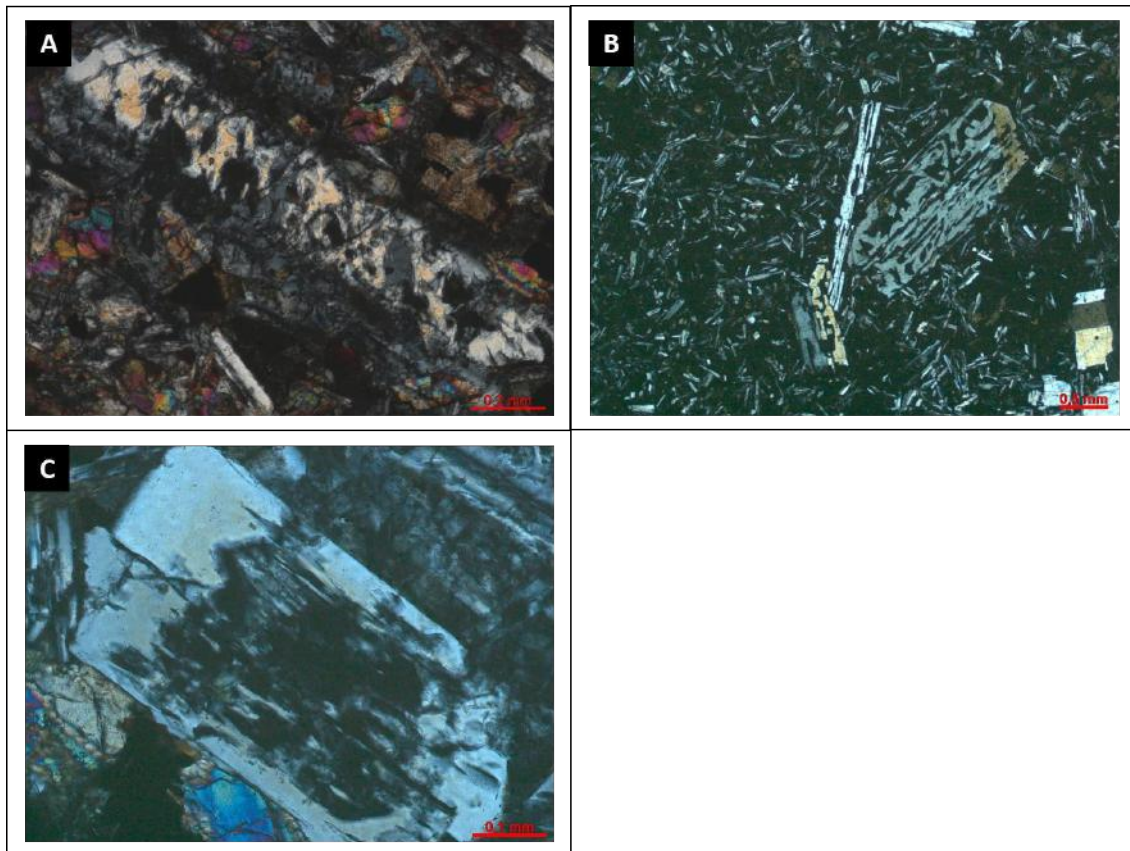
A textura peneira grossa ocorre principalmente por dois processos: (1) descompressão (Nelson & Montana, 1992) e (2) reação com líquido mais rico em Ca (Tsuchiyama, 1985). No processo de descompressão, quando o magma subsaturado em H<sub>2</sub>O ascende rapidamente na câmara magmática, a P<sub>H<sub>2</sub>O</sub> do sistema aumenta reduzindo a estabilidade do plagioclásio gerando dissolução. Esta dissolução cria vazios que são preenchidos por outra fase mineral (micrólitos de óxido de Fe-Ti, por exemplo) e/ou vidro que, posteriormente, será aprisionado pelo crescimento subsequente de plagioclásio, desenvolvendo textura semelhante à forma de peneira (Nelson & Montana, 1992). Já a reação de plagioclásio com líquido mais quente e rico em Ca, gera uma mistura fina na borda do cristal (também devido à dissolução) que também apresenta morfologia de peneira (Tsuchiyama, 1985). Os resultados alcançados para a textura peneira desses dois autores, portanto, são diferentes. A textura peneira produzida por descompressão é mais grossa, enquanto que a de superaquecimento cria peneiras de tamanho mais fino. Comparando essas duas explicações aos resultados encontrados nas amostras estudadas, sugere-se então, que os plagioclásios analisados para este trabalho geraram textura peneira grossa, não descartando, todavia, a hipótese da reação com líquido mais cálcio (Figura 5.4 -B).

A textura esponja (Figura 5.4 - A) também se justifica pelo processo de descompressão relativo à subida rápida do magma subsaturado em H<sub>2</sub>O para o ambiente vulcânico, gerando dissolução (Hibbard, 1995). A diferença entre as duas texturas (peneira e esponja) está no grau de dissolução, onde a textura esponja representa um grau de dissolução maior. Os fenocristais de plagioclásio também formam grau de dissolução ainda mais intenso (Figura 5.4 - C), onde o núcleo foi quase todo dissolvido, restando apenas alguns relictos orientados segundo uma direção preferencial. Em suma, a dissolução foi um fator importante na evolução desses fenocristais da câmara magmática até a superfície.

A textura *synneusis* (Figura 5.5) ocorre pelo processo de união mútua de cristais em um magma rico em líquido (Vance, 1969; Dowty, 1980). Para formar a textura *synneusis* é



necessário um mecanismo, como fluxo de cisalhamento ou mistura turbulenta, para girar os cristais em alinhamento (Schwindinger, 1989).



**Figura 5.4:** Fotomicrografias exibindo os diferentes graus (em ordem crescente) de dissolução para os fenocristais de plagioclásio. Em (A) plagioclásio com textura esponja, referente à amostra GP-99 a LPC e aumento de 10x; (B) fenocristais com textura peneira grossa, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x e (C) plagioclásio com alto grau de dissolução, exibindo apenas alguns relictos de plagioclásio no núcleo, indicado pela seta em vermelho, referente à amostra GP-84A a LPC e aumento de 20x.



**Figura 5.5:** Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio com textura *synneusis*, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x. A linha vermelha tracejada indica a direção de alinhamento desses cristais.

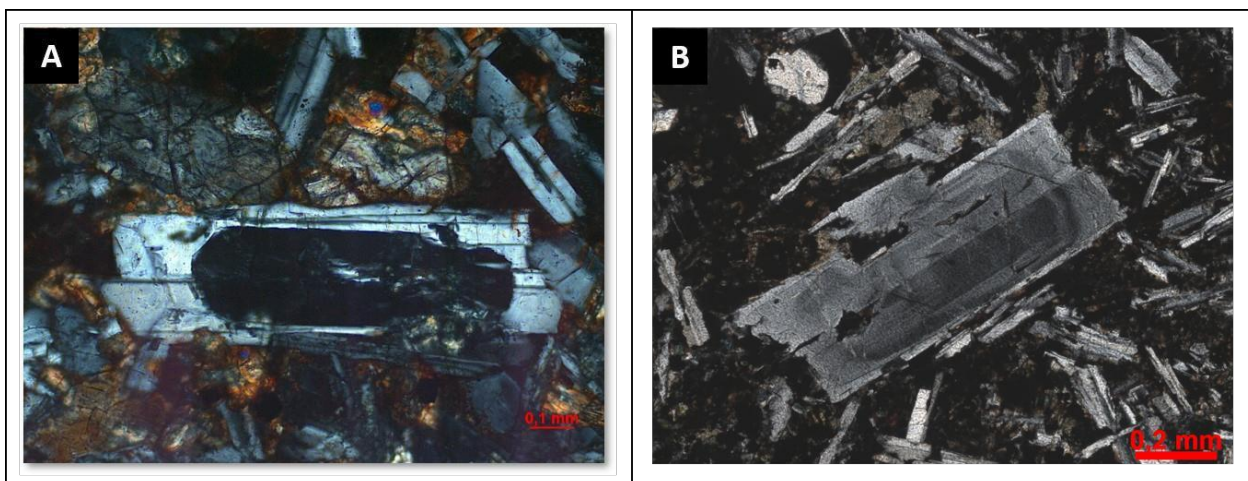
A textura glomeroporfirítica é caracterizada por aglomerações de fenocristais imersos em uma matriz mais fina (Mackenzie *et al.*, 1982). Porém, sob análise microscópica dessas amostras, foi observado que os fenocristais apresentam contatos suturados (Figura 5.6) e, além disso, também mostram certo grau de dissolução. Em um caso semelhante a isto, Hoggan (1993) explica que, a sutura se dá por cristais absorvidos espacialmente mais próximos, sugerindo que, antes da sutura, os fenocristais sofreram dissolução parcial (formando a textura peneira grossa), onde essa dissolução pode ter criado uma camada fundida limite ao redor dos grãos fazendo com que eles se ligassem.



**Figura 5.6:** Fotomicrografia de fenocristais de plagioclásio aglomerados constituindo a textura glomeroporfirítica, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x.

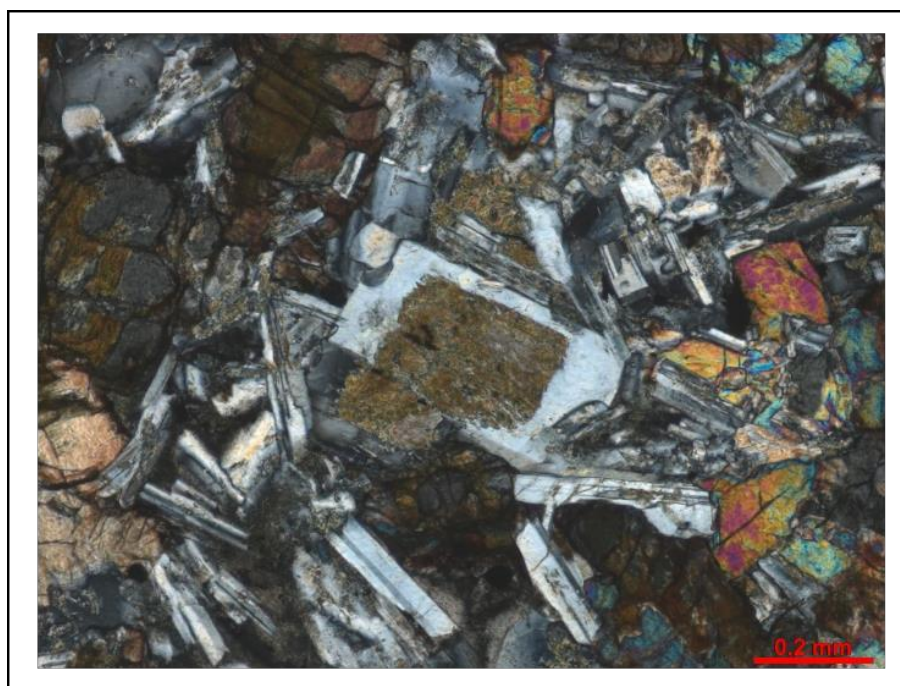
É comum a textura de sobrecrecimento tanto nos cristais de plagioclásio (Figura 5.7 – A), como nos de piroxênio - como será mostrado adiante. Além disso, também se observou para os fenocristais de plagioclásio, zoneamento composicional (Figura 5.7 – B) denotando uma cristalização fracionada e mudança na composição do magma.





**Figura 5.7:** Fotomicrografias de plagioclásios exibindo (A) sobrecrecimento referente à amostra GP-86 a LPC e aumento de 10x e (B) zoneamento composicional referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 2,5x.

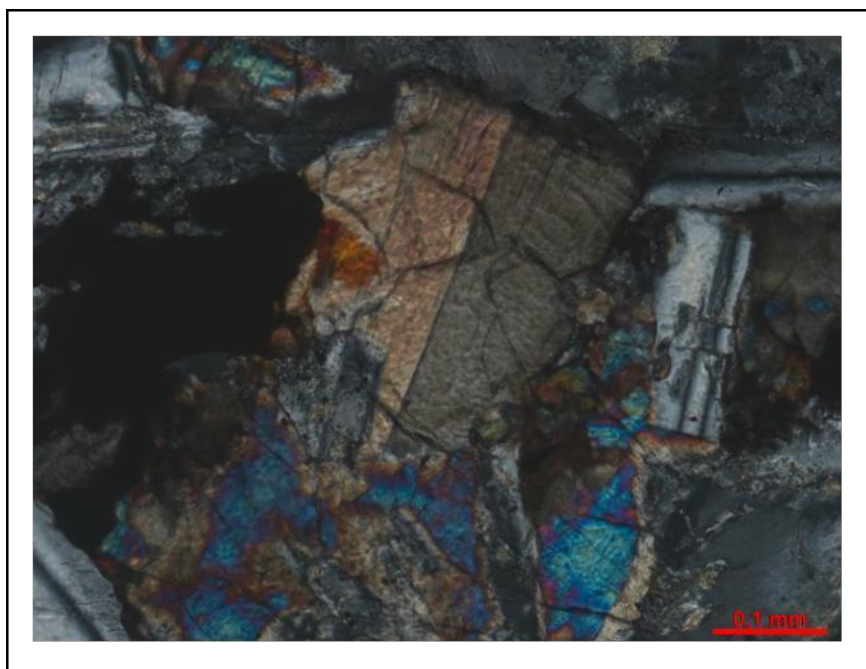
Os cristais de plagioclásio se alteram para caulinita (mais comum; Figura 5.8), sericita e, mais raramente, para epidoto no processo de saussuritização, observa-se também que essa alteração ocorre preferencialmente no núcleo, isto porque há uma diferença composicional entre a borda e o núcleo dos plagioclásios (borda sódica e núcleo cálcico), como o plagioclásio cálcico é mais suscetível à alteração, apenas o núcleo se altera. No geral, os plagioclásios apresentam contatos retos a suturados e estão inclusos (mais raro) ou parcialmente inclusos nos cristais de piroxênio.



**Figura 5.8:** Fotomicrografia evidenciando cristal de plagioclásio caulinizado no núcleo a LPC, referente à amostra GP-104D e aumento de 10x.

O piroxênio, mineral silicático ferromagnesiano, é o segundo mineral mais abundante nestas rochas, constituindo a matriz, os microfenocristais e os fenocristais. Dois tipos de piroxênios foram observados: clinopiroxênio (augita) e ortopiroxênio (possivelmente hiperstênio).

Utilizando-se de luz polarizada paralela, ambos os piroxênios são incolores ou marrom esverdeados, neste último caso, devido à alteração, com ausência de pleocroísmo, relevo médio, duas direções de clivagem (aproximadamente  $90^\circ$ ), apresentam fraturas irregulares e hábito tabular. Em luz polarizada cruzada, o clinopiroxênio (augita) apresenta cor de interferência variando de azul, rosa, amarelo e laranja de 2ª ordem, enquanto que o ortopiroxênio apresenta cor de interferência cinza a amarelo de 1ª ordem; o ângulo de extinção da augita varia de  $30^\circ$  a  $43^\circ$ , o que a distingue do ortopiroxênio, que apresenta extinção reta ( $0^\circ$ ); alguns piroxênios apresentam maclas (Figura 5.9).

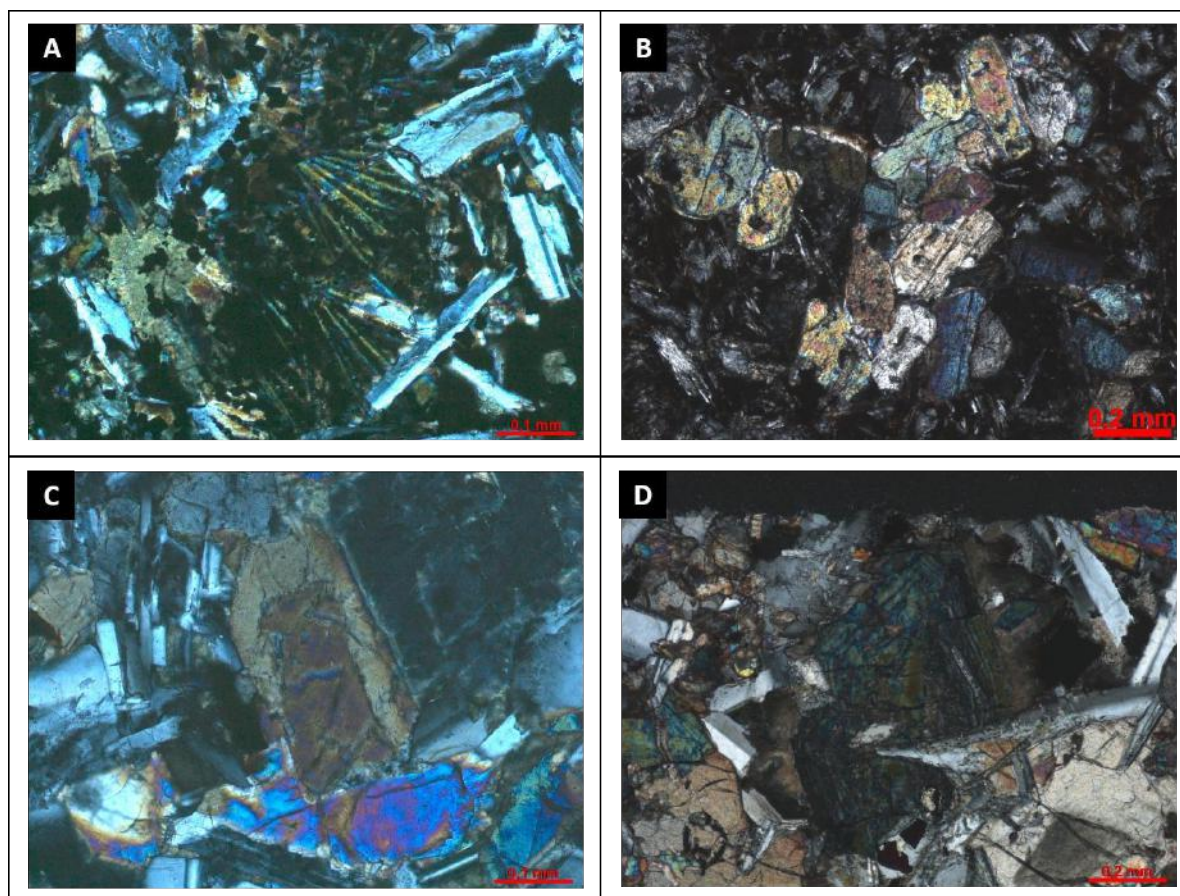


**Figura 5.9:** Fotomicrografia de cristal de ortopiroxênio maclado, referente à amostra GP-86 a LPC e aumento de 20x.

Os piroxênios da matriz (clinopiroxênio e ortopiroxênio) apresentam granulometria fina (com média de 0,5 mm), disseminados ou aglomerados nas rochas, com faces subédricas, apresentando hábito tabular ou acicular radial, este último, indicando superarrefecimento (Figura 5.10 - A). Já os fenocristais de piroxênio ocorrem somente na amostra GP-89, apresentando granulação média de 1,1 mm, ocorrendo também de maneira disseminada a aglomerada, quando aglomerados, formam textura glomeroporfírica (Figura 5.10 - B). Microfenocristais de piroxênio são mais comuns e apresentam granulometria média



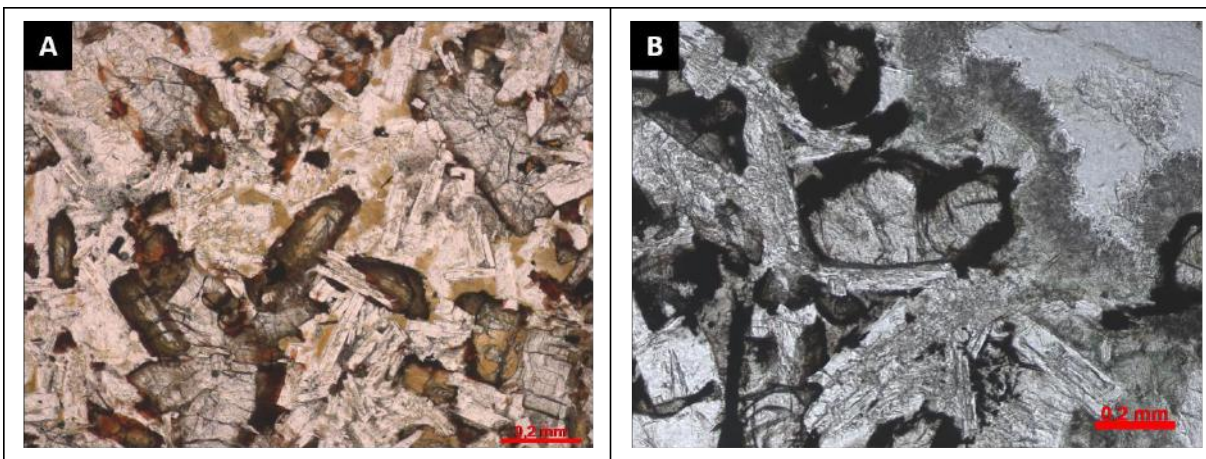
de 0,75 mm. Também exibem sobrecrecimento de piroxênio e zoneamento composicional (Figuras 5.10 C e D, respectivamente).



**Figura 5.10:** Fotomicrografias evidenciando cristais de piroxênios e suas particularidades texturais. (A) Piroxênio com hábito acicular radial compondo a matriz da amostra GP-83 a LPC e aumento de 20x; (B) fenocristais de piroxênios aglomerados formando a textura glomeroporfírica a LPC, referente à amostra GP-89 com aumento de 10x; (C) cristal de piroxênio com sobrecrecimento. Amostra GP-84A a LPC com aumento de 20x e (D) microfenocristal de piroxênio apresentando zoneamento composicional, referente à amostra GP-86 a LPC e aumento de 10x.

Como mencionado anteriormente, estes minerais encontram-se bastante alterados, tendo como principais minerais secundários anfibólio (mais frequente), minerais opacos e uralita. Algumas dessas alterações encontram-se destacadas na Figura 5.11.

Os cristais de piroxênio apresentam contatos retos a suturados e uma relação de inclusão com o plagioclásio como já foi citado anteriormente.



**Figura 5.11:** Fotomicrografias mostrando os cristais de piroxênios alterados para (A) anfibólio e (B) minerais opacos. Estas imagens são referentes às amostras GP 104C a LPP e aumento de 10x e GP-74 a LPP e aumento de 10x, respectivamente.

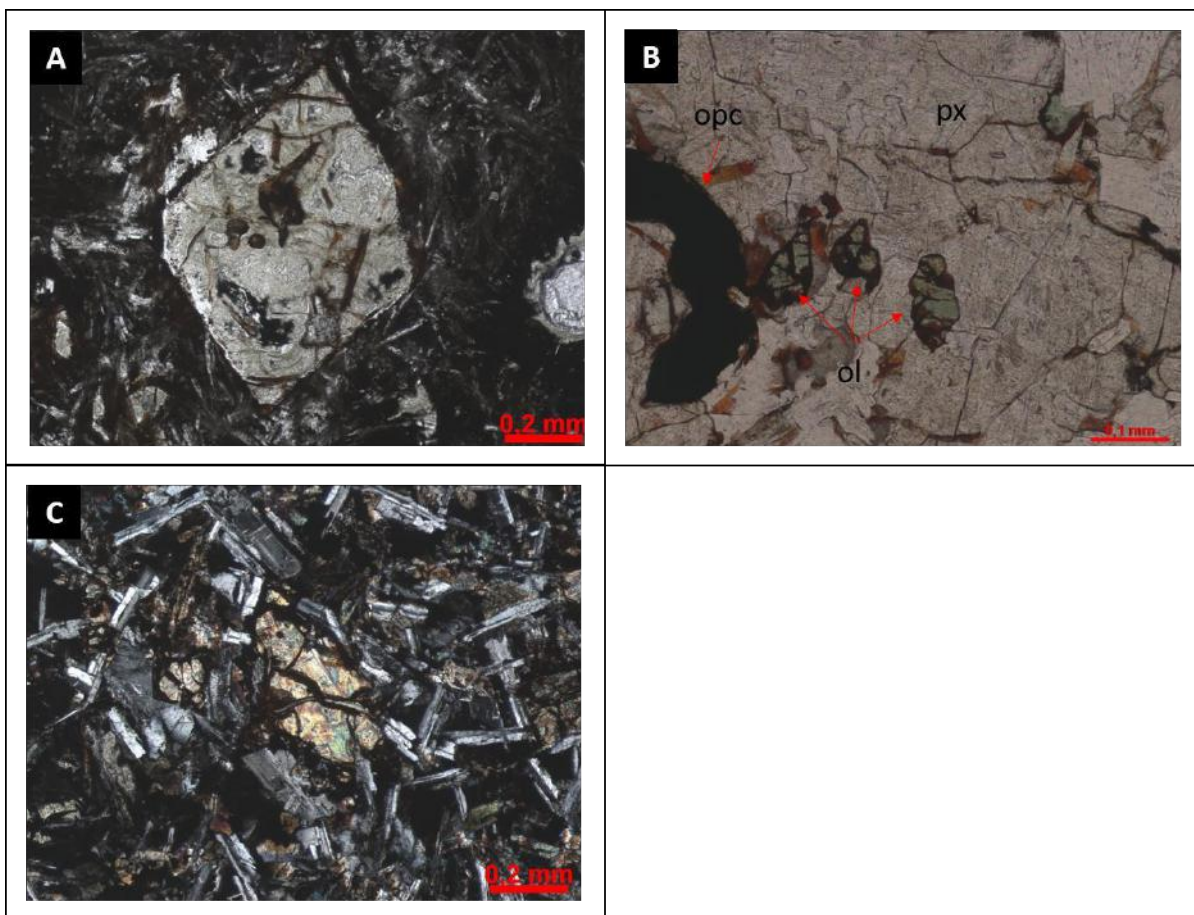
A olivina ocorre como mineral pertencente à matriz e aos fenocristais; a granulação é fina (na matriz) com média de 0,3 mm, enquanto que a granulação média dos fenocristais é de 1,25 mm. Esse mineral é escasso, sendo observado de forma disseminada apenas nas amostras GP-83, GP-88 e GP-89, com faces euédricas a anédricas e hábitos granular a tabular com terminações em forma de cunha. Esses cristais apresentam relevo médio e exibem frequentemente fraturas irregulares.

Nas amostras deste presente trabalho, a olivina encontra-se completamente alterada para iddingsita, bowlingita e talco (Figuras 5.12 – A, B e C, respectivamente), sendo, portanto, pseudomorfos de olivina. Alguns desses pseudomorfos de olivina estão inclusos em cristais de piroxênio (Figura 5.12 - B).

O álcali-feldspato (Figura 5.13), assim como a olivina, não é observado em todas as rochas estudadas, restringindo-se somente as amostras GP-74, GP-76 e GP-86, GP-98 e GP-99. Além de apresentar as características óticas a LPP e a LPC semelhante ao do plagioclásio, a granulação também é similar (referindo-se, portanto somente aos minerais da matriz), diferenciando-se do plagioclásio pela característica ótica de geminação, onde o K-feldspato apresenta geminação carlsbad, enquanto que o plagioclásio, geminação polissintética.

Algumas vezes, o K-feldspato apresenta faces cristalinas que acompanham contornos de outros minerais (plagioclásio, por exemplo), indicando, portanto, uma cristalização mais tardia, preenchendo interstícios. Estes cristais se alteram para caulinita.





**Figura 5.12:** Fotomicrografias de pseudomorfos de olivinas transformadas para (A) iddingsita, presente na amostra GP-89 a LPP e aumento de 10x; (B) alteradas para bowlingita (verde) com borda de iddingsita (vermelha) a LPP, referente à amostra GP-88 com aumento de 20x inclusas no cristal de piroxênio e (C) alterada para talco, referente à amostra GP-83 a LPC e aumento de 10x.

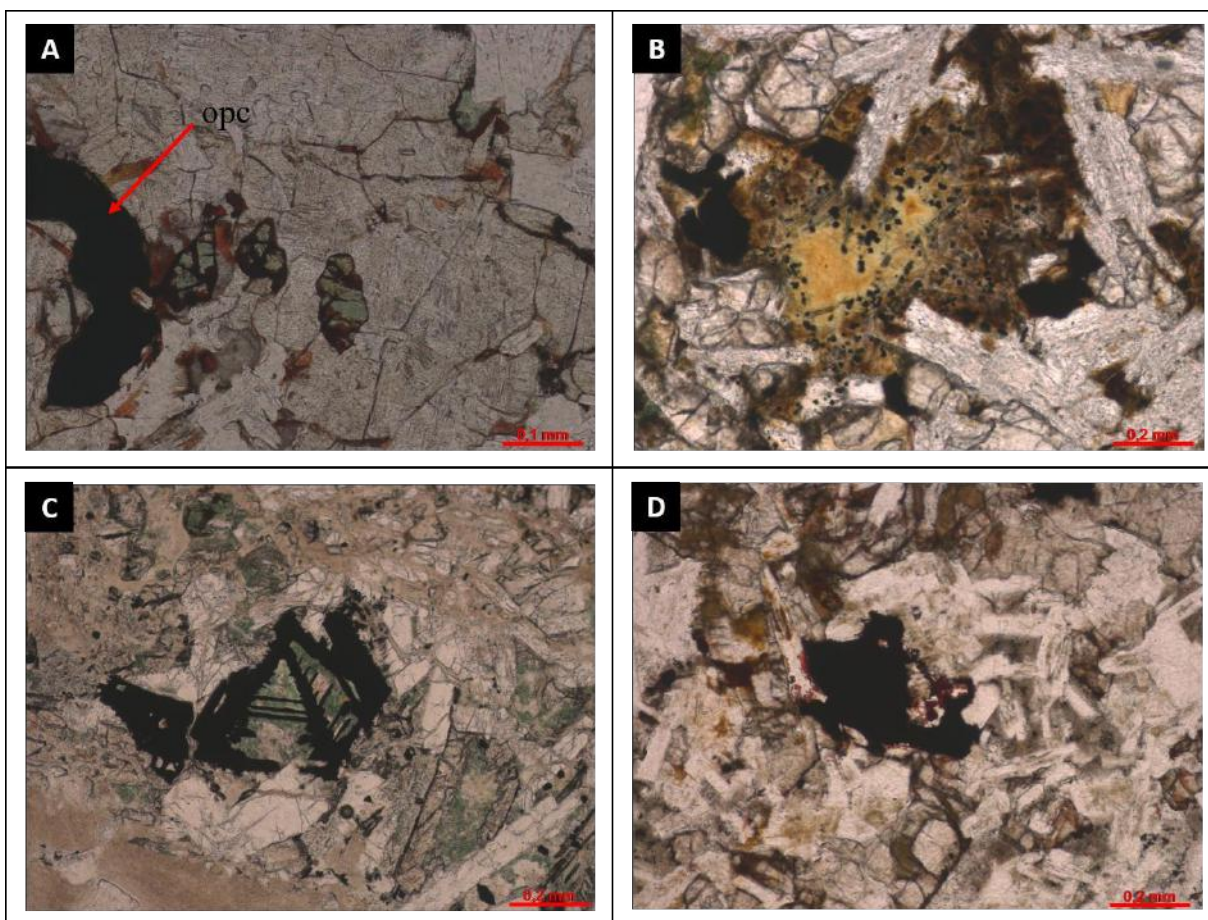


**Figura 5.13:** Fotomicrografia destacando a presença de álcali-feldspato nas amostras estudadas. Esse mineral em questão (destacado na elipse em vermelho) se refere à amostra GP-76 a LPC e aumento de 10x.

Os minerais opacos apresentam granulação fina com dimensão média de 0,51mm, são euédricos (com hábito prismático curto) a anédricos e estão disseminados ou formando

aglomerados. Os minerais opacos ocorrem principalmente contornando as bordas de outros minerais (ocorrendo de forma intersticial), sugerindo processo de cristalização tardia (Figura 5.14 – A), até mesmo quando ocorrem com faces euédricas e com hábito prismático curto pode-se sugerir este mesmo processo, pois estes minerais só são observados inclusos em matriz vítrea (Figura 5.14-B). Alguns minerais opacos apresentam textura esqueletal (Figura 5.14 – C), indicando superarrefecimento, ou seja, cristalização em superfície. Os minerais opacos alteram para leucoxênio (Figura 5.14 - D).

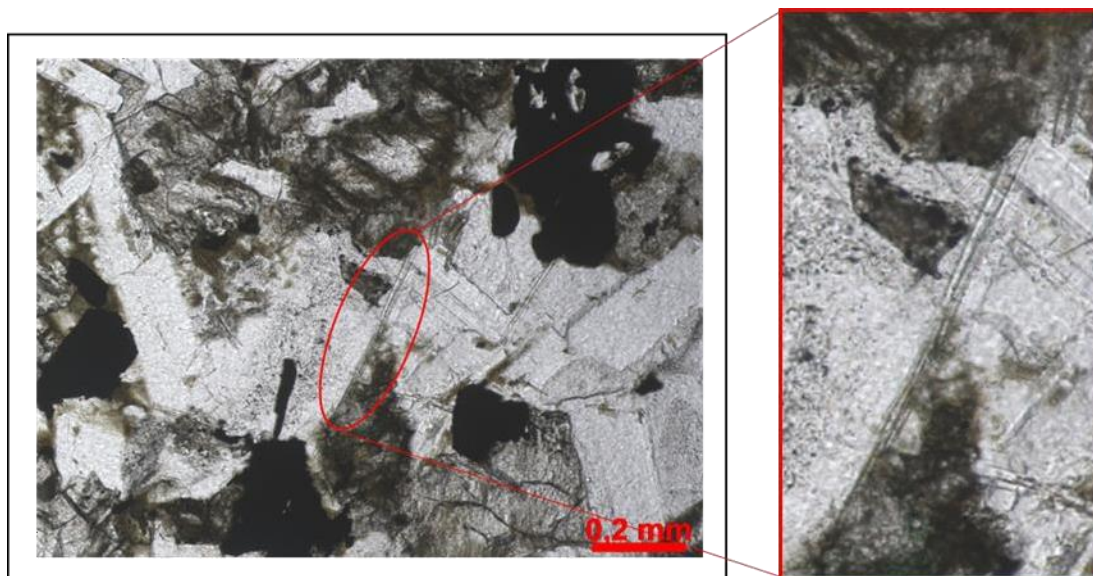
Os minerais opacos ocorrem tanto como minerais primários (como visto na Figura 5.14) quanto como minerais secundários, já indicados neste capítulo, alterando piroxênio.



**Figura 5.14:** Fotomicrografias dos minerais opacos em relação aos hábitos e texturas. (A) Mineral opaco (opc) intersticial indicando cristalização tardia – amostra GP-101AB a LPP e aumento de 10x; (B) minerais opacos euédricos inclusos na matriz vítrea alterada – amostra GP-101<sup>a</sup> a LPP e aumento de 10x; (C) mineral opaco exibindo textura esqueletal a LPP, referente à amostra GP-104D a LPP e aumento de 10x; (D) alteração incipiente do mineral opaco para leucoxênio – amostra GP-104D a LPP e aumento de 10x.

A apatita (Figura 5.15), mineral incolor, relevo médio, cor de interferência cinza de 1<sup>a</sup> ordem e hábito acicular, apresenta granulação muito fina - dificultando até mesmo a observação em microscopia, sendo mais perceptível quando está inclusa ao vidro vulcânico alterado da matriz, indicando (pelo hábito) uma cristalização rápida, por superarrefecimento.





**Figura 5.15:** Fotomicrografia da amostra GP-75 a LPP e aumento de 10x exibindo a ocorrência de apatita com hábito acicular, destacada pela elipse em vermelho, onde foi dado zoom para o retângulo destacado.

O vidro vulcânico é muito comum na maioria das rochas aqui estudadas (excetuando-se pelas amostras GP-88, GP-101A, são comumente observados em sua forma alterada ou esferulítica, esta última, indicando processo de desvitrificação (Figura 5.16).



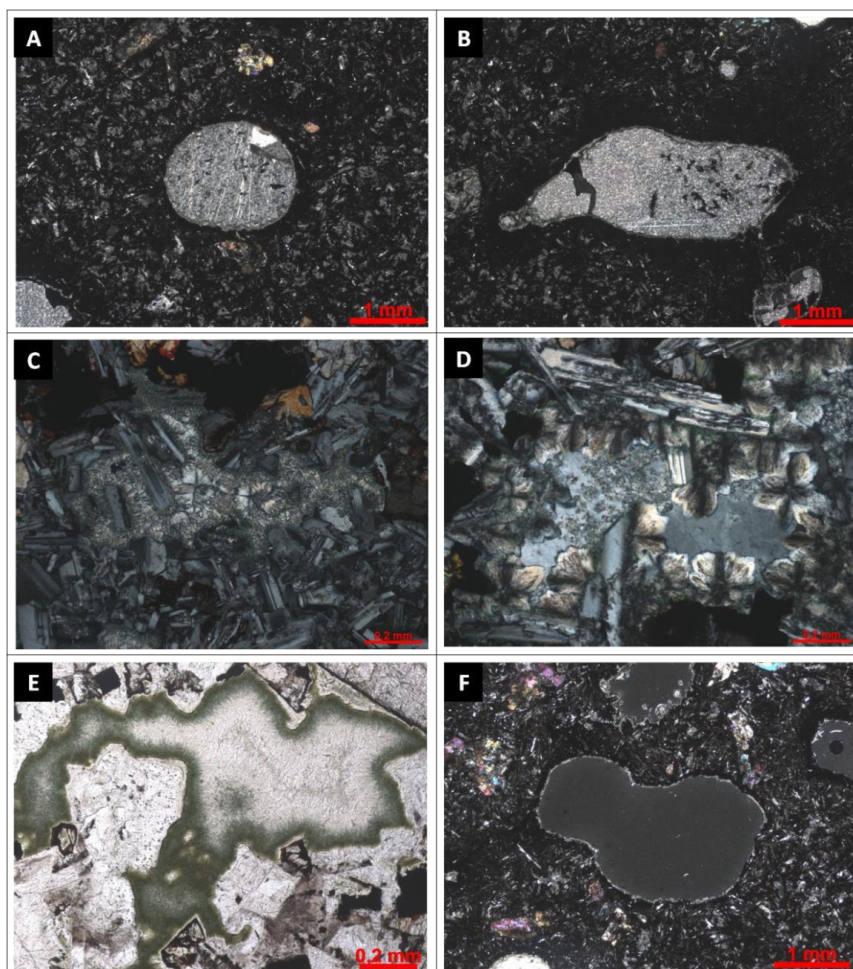
**Figura 5.16:** Esferulitos indicando processo de desvitrificação, referente à amostra GP-84A a LPC e aumento de 10x.

Nestas rochas, os minerais secundários ocorrem de três maneiras: alterando minerais essenciais e acessórios (visto no decorrer do capítulo), preenchendo amígdalas ou preenchendo fraturas; estes minerais que preenchem cavidades compreendem zeólita, calcita e clorita e quartzo (Figura 5.17 - A a E). As zeólitas (grupo de minerais aluminossilicatos hidratados) são as mais representativas no preenchimento das amígdalas. São incolores com relevo baixo, cor de interferência cinza a amarelo de 1ª ordem e hábito fibroso. O segundo

mineral mais abundante nas amígdalas é a calcita, incolor, clivagem nem sempre bem marcada e cor de interferência alta (rosa a marrom muito claro de 4ª ordem). A clorita ocorre somente na borda das amígdalas com hábito fibrorradial de cor verde e cor de interferência diversas vezes mascarada por conta da sua cor intensa a luz polarizada paralela.

A formação destes minerais está relacionada a processos pós-magmáticos. Durante o resfriamento do magma há escape de voláteis formando bolhas que ficam aprisionadas no fluido magmático, quando a rocha se solidifica, esses vazios são posteriormente preenchidos (ou não, no caso das vesículas; Figura 5.17 - F) por materiais precipitados pela percolação de fluidos meteóricos e subsuperficiais.

As amígdalas observadas no presente trabalho variam em diâmetro de 1,5 a 3,5 mm e apresentam contorno arredondado a anguloso, este último caracterizando textura diktitaxítica, como mostra as Figuras 5.17 – C e E.

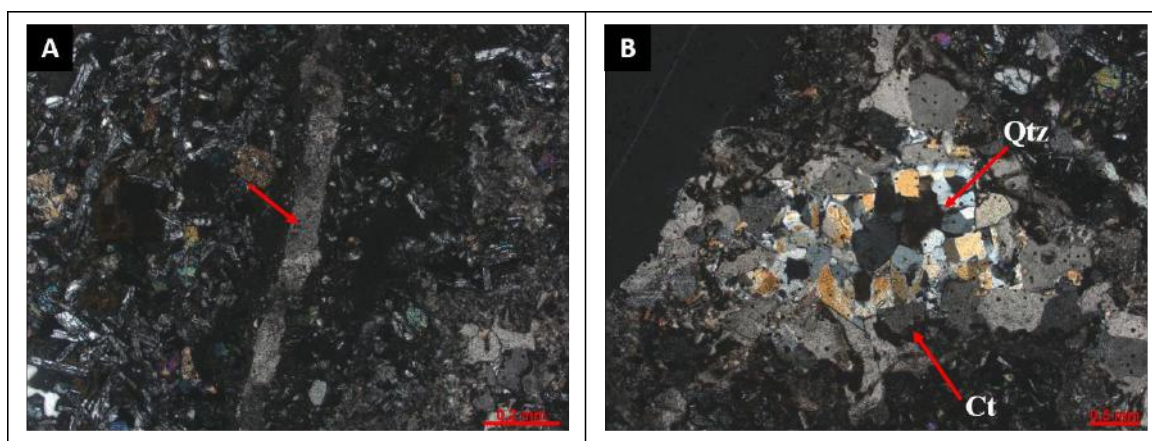


**Figura 5.17:** Fotomicrografias das amígdalas presentes nas amostras estudadas. (A) e (B) mostram amígdalas com contorno arredondado a subarredondado, respectivamente, preenchido por calcita, referente à amostra GP-89 a LPC e aumento de 2,5x; (C) e (D) evidenciam amígdalas com contornos irregulares angulosos preenchidas por zeólita, referente às amostras GP-88 e GP-74, respectivamente a LPC e aumento de 10x; em (E) também se evidencia a amígdala com contorno anguloso (textura diktitaxítica), preenchida na borda por clorita, referente à



amostra GP-90 a LPP e aumento de 10x; (F) cavidade vesicular presente na amostra GP-89 a LPC e aumento de 2,5x.

Somente a amostra GP-101A apresenta fraturas que são preenchidas por calcita e quartzo (Figuras 5.18 A e B, respectivamente). Esta amostra, como já discutida no capítulo anterior, representa brecha magmática e mostra a interação da lava com o sedimento, formando o que se denomina de peperito (Figura 5.19).



**Figura 5.18:** Fotomicrografias de minerais secundários preenchendo fraturas. Em (A) fratura preenchida por calcita, indicada pela seta em vermelho – amostra GP-101<sup>a</sup>, a LPC e aumento de 10x; em (B) fratura preenchida por quartzo (Qtz) no núcleo e calcita (Ct) na borda, como sinalizado na imagem – amostra GP-101A, a LPC e aumento de 2,5x.



**Figura 5.19:** Fotomicrografia evidenciando a interação entre os cristais magmáticos previamente cristalizados e sedimento. As sinalizações na imagem apontam para fraturamento no cristal de piroxênio causado por esta interação – amostra GP-101A a LPP e aumento de 10x.

Devido à granulação fina das rochas, não foi viável elaborar uma classificação com base na composição modal, porém, segundo a definição de Gill (2010), exposta no capítulo 3.5, as rochas ígneas máficas que apresentam granulação fina e minerais essenciais compostos por plagioclásio e piroxênios cálcicos são classificadas como basaltos. A partir das análises petrográficas, observando padrões mineralógicos e texturais, pode-se dizer que as rochas estudadas nesse trabalho podem ser classificadas como basaltos. Outro método de corroborar com este resultado é a classificação com base nas análises dos dados litogeoquímicos que serão apresentados no próximo capítulo.

Apesar dessas rochas apresentarem, de certa forma, grau de similaridades mineralógica e textural, ainda assim, elas apresentam algumas diferenças importantes. Desta forma, elaborou-se uma tabela (Tabela 5.1) mostrando a relação de todas as amostras com o padrão textural.



**Tabela 5.1:** Tabela evidenciando todas as principais texturas observadas em um total de 17 amostras.

Amostras	Texturas										
	Subofítica	Ofítica	Intersetal	Intergranular	Amígdala	Synneusis	Dissolução	Glomeroporfirítica	Esqueletal	Sobrecrecimento	Zonamento
GP-70C											
GP-72A											
GP-72B											
GP-74											
GP-75											
GP-76											
GP-83											
GP-84A											
GP-86											
GP-88											
GP-89											
GP-94											
GP-98											
GP-101A											
GP-104C											
GP-104D											

## 6. LITOGEOQUÍMICA

Para o estudo da litogeoquímica dos basaltos da Formação Mosquito foram utilizadas sete amostras, conforme exposto na Tabela 6.1, a partir de análises de rocha total (Tabela 6.2) com dados gerados para os elementos maiores ( $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\dagger}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{CaO}$ ,  $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$  e  $\text{TiO}_2$ ) e elementos menores ( $\text{MnO}$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ ) por meio do método ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emmission Spectrometry*), enquanto que para os elementos-traço compatíveis (V, Cr) , elementos-traço incompatíveis LILE (Rb, Sr, Ba, Cs), HFSE (Y, Zr, Nb, Hf, Ta, Th, U) e elementos terras raras (ETR) (La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), utilizou-se o método ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma-Mass Spectrometry*), onde os valores referentes aos elementos maiores e menores estão dispostos em porcentagem (%) e para os demais elementos em partes por milhão (ppm).

Como mostrado nos capítulos 4 e 5, estas amostras exibem uma grande quantidade de amígdalas, preenchidas principalmente por zeólitas (grupo de minerais silicáticos hidratados) e, além disso, algumas também se encontram mais alteradas, o que poderia gerar um alto valor de LOI (*loss on ignition*; perda ao fogo). Estes fatores indicam a percolação de fluidos tardios, fazendo com que os teores dos outros constituintes possam ser modificados e, dessa forma, não representariam os valores magmáticos.

**Tabela 6.1:** Relação das amostras utilizadas para a análise litogeoquímica comparativamente ao número total de amostras.

Amostras	Amostras utilizadas para litogeoquímica
GP-74	
GP-75	
GP-76	
GP-83	
GP-84A	
GP-86	
GP-88	
GP-89	
GP-90	

**Tabela 6.2:** Dados litogeoquímicos para elementos maiores e menores (em % peso) e elementos-traço (em ppm).

Amostra	GP-74	GP-75	GP-76	GP-83	GP-84A	GP-88	GP-90
SiO <sub>2</sub>	55.90	5.60	52.3	46.7	52.3	50.9	48.5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.3	13.5	13.4	14.1	13.85	13.15	12.1
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.05	11.00	11.05	15.4	10.85	11.55	13.55
CaO	9.31	10.35	9.83	10.7	10.3	9.34	6.93
MgO	5.87	6.40	6.33	4.71	6.41	4.99	4.24
Na <sub>2</sub> O	2.08	2.20	2.1	2.36	2.32	2.59	2.85
K <sub>2</sub> O	0.76	0.81	0.78	0.26	0.65	2.07	2.44
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0.04	0.04	0.04	0.01	0.03	0.01	<0.01
TiO <sub>2</sub>	0.93	1.09	1.12	2.03	1.04	1.22	1.87
MnO	0.16	0.16	0.16	0.21	0.16	0.15	0.25
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.13	0.13	0.19	0.15	0.17	0.23
SrO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09
BaO	0.02	0.04	0.03	0.01	0.02	0.03	0.04
LOI	2.07	1.25	1.4	2.86	2.75	2.82	5.51
Total	99.62	99.59	98.69	99.56	100.85	99.01	98.4
Ba	163.5	328	233	55	190.5	269	401
Ce	22.2	26.9	26.4	22.3	26.8	34.1	45.9
Cr	300	310	320	80	200	50	30
Cs	0.34	0.64	0.58	0.12	0.29	0.49	0.72
Dy	4.54	8.39	4.7	5.9	4.31	5.15	6.31
Er	2.72	4.99	2.91	3.26	2.57	2.69	3.67
Eu	1.02	1.81	1.15	1.61	1.05	1.32	1.6
Ga	16.3	18.1	18.5	23	16.7	18.2	20.4
Gd	4.04	9.1	4.75	6.25	4.05	5.56	6.38
Hf	2.6	2.9	2.8	3.8	2.7	3.1	5.2
Ho	0.93	1.87	0.92	1.19	0.89	1.05	1.3
La	10.4	14.8	12.8	9.1	13	17.8	22.1
Lu	0.4	0.63	0.37	0.42	0.34	0.37	0.46
Nb	5.7	6.4	6.6	7.5	8.1	14.3	13.3
Nd	11.9	18.3	14.1	16.3	13.9	18.8	23.2
Pr	2.82	4.19	3.53	3.42	3.36	4.54	5.92
Rb	18.8	23.8	24.9	3.7	14.3	36.3	61.7
Sm	3.29	5.53	3.85	4.74	3.41	4.7	6.14
Sn	1	1	1	1	1	1	2
Sr	214	200	185	225	240	207	775
Ta	0.4	0.4	0.4	0.4	0.6	0.7	0.8
Tb	0.67	1.32	0.73	0.94	0.7	0.86	1.03
Th	2.18	2.46	2.41	1.37	2.7	2.48	4.26
Tm	0.38	0.63	0.38	0.45	0.35	0.36	0.52
U	0.44	0.72	0.64	0.24	0.61	0.69	0.98
V	273	293	298	500	285	394	330
W	1	3	1	2	1	1	1
Y	24.5	60.9	25	29.9	22.9	34.2	32.9
Yb	2.64	4.03	2.56	2.55	2.27	2.29	3.5
Zr	106	108	111	131	100	111	184

Para este trabalho, adotou-se o valor de LOI até 3% peso; para os resultados de rocha total, o intervalo que abrange valores maiores ou iguais a 99% e menores ou iguais a 101% são normalmente considerados satisfatórios para análise geoquímica. Somente a amostra GP-90, apresentou valores insuficientes para LOI e rocha total (5.51 e 98,4%, respectivamente); a amostra GP-76 mostrou resultado insatisfatório para a rocha total (98,69%). Estas amostras não serão descartadas, porém, irão compor o conjunto de dados deste trabalho com o devido cuidado para resultados discrepantes em relação às demais amostras, principalmente no que tange à análise com elementos de maior mobilidade (por exemplo,  $K_2O$ ,  $CaO$  e  $Na_2O$ ).

Visando obter melhor estimativa da qualidade das análises utilizadas neste trabalho, as quais foram apresentadas na tabela acima, calculou-se o coeficiente de variação (desvio-padrão/média), que é uma medida padronizada de dispersão de uma distribuição de probabilidade ou distribuição de frequência. Este cálculo ajuda a expressar a precisão e a repetitividade de um ensaio e, portanto, os resultados com valores elevados podem indicar três causas:

- (1) Erro analítico
- (2) Alteração
- (3) A existência de mais de uma suíte magmática

Segundo a tabela gerada para os valores máximo, mínimo, média, desvio-padrão e coeficiente de variação para todos os óxidos e elementos dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba (Tabela 6.3), os resultados para o coeficiente de variação apresentaram-se satisfatórios, pois apresentaram valores abaixo de 2 e com pouca diferença entre eles, não indicando quaisquer fatores que pudessem comprometer a análise geoquímica deste trabalho.

As rochas analisadas cobrem um espectro composicional variando de básico a intermediário, onde os valores de  $SiO_2$  variam de 48,29 a 53,04% peso e as concentrações de  $MgO$  variam de 4,56 a 6,53% peso, evidenciando um caráter mais evoluído dos magmas formadores das rochas estudadas.

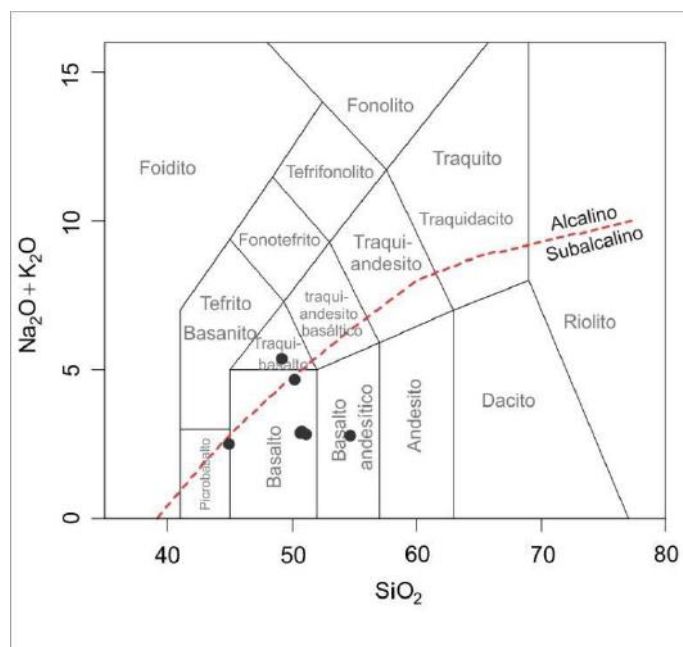
**Tabela 6.3:** Valores de máximos, mínimos, média, desvio-padrão e coeficiente de variação para os óxidos e elementos dos basaltos da porção oeste da Bacia do Parnaíba. (O  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  é o ferro total sob a forma de ferro férrico).

Amostra	Mínimo	Máximo	Média	Desvio-padrão	Coeficiente de Variação	n
SiO <sub>2</sub>	48.29	57.3	53.04	2.65	0.05	7
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	12.1	15.93	12.32	0.75	0.06	7
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	10.3	15.93	12.32	2.05	0.17	7
CaO	6.93	10.7	9.53	1.26	0.13	7
MgO	4.56	6.53	5.74	0.85	0.15	7
Na <sub>2</sub> O	2.13	3.06	2.44	0.34	0.14	7
K <sub>2</sub> O	0.26	2.62	1.15	0.87	0.76	7
TiO <sub>2</sub>	0.93	2.03	1.32	0.44	0.33	7
MnO	0.15	0.25	0.17	0.04	0.24	7
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.11	0.23	0.15	0.04	0.27	7
SrO	0.02	0.09	0.03	0.026	0.87	7
BaO	0.01	0.04	0.02	0.011	0.55	7
LOI	1.25	5.51	2.66	1.42	0.53	7
Total	98.4	100.85	99.39	0.8	0.01	7
Ba	55	401	234.3	113.17	0.48	7
Ce	22.2	45.9	29.23	8.35	0.29	7
Cr	30	320	184.3	129.46	0.70	7
Cs	0.12	0.72	0.45	0.21	0.47	7
Dy	4.31	8.39	5.61	1.42	0.25	7
Er	2.57	4.99	3.25	0.85	0.26	7
Eu	1.02	1810	1.36	0.31	0.23	7
Ga	16.3	23	18.74	2.3	0.12	7
Gd	4.04	9.1	5.73	1.76	0.31	7
Hf	2.6	5.2	3.3	0.93	0.28	7
Ho	0.89	1.87	1.16	0.35	0.30	7
La	9.1	22.1	14.29	4.46	0.31	7
Lu	0.34	0.63	0.42	0.097	0.23	7
Nb	5.7	14.3	8.84	3.49	0.39	7
Nd	11.9	23.2	16.64	3.81	0.23	7
Pr	2.82	5.92	3.96	1.03	0.26	7
Rb	3.7	61.7	26.21	18.58	0.71	7
Sm	3.29	6.14	4.52	1.07	0.24	7
Sn	1	2	1.14	0.38	0.33	7
Sr	185	775	292.3	213.58	0.73	7
Ta	0.4	0.8	0.528	0.17	0.32	7
Tb	0.67	1.32	0.89	0.23	0.26	7
Th	1.37	4.26	2.55	0.87	0.34	7
Tm	0.35	0.63	0.38	0.1	0.26	7
U	0.24	0.98	0.61	0.23	0.38	7
V	273	500	339	81.74	0.24	7
W	1	3	1.42	0.78	0.55	7
Y	22.9	60.9	32.9	13087	0.40	7
Yb	2.27	4.03	2.83	0.668	0.24	7
Zr	100	184	121	29.15	0.24	7

## Classificação das rochas e distinção das séries e suítes magmáticas

O diagrama TAS (Total de Álcalis *versus* Sílica) é um dos mais importantes esquemas de classificação disponíveis para rochas vulcânicas, sendo demonstrado por Cox *et al.* (1979) razões teóricas para a escolha de  $\text{SiO}_2$  e  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$  como base de classificação. Porém, este, talvez, não seja o melhor diagrama de classificação para as amostras em estudo, devendo-se a isso o fato desse diagrama obter uma maior precisão de classificação para rochas frescas, ou seja, livres de alterações, intemperismo e metamorfismo, pois os álcalis apresentam grande mobilidade. Para amenizar quaisquer erros grotescos que comprometessem a classificação das rochas, foram realizados recálculos para 100% em base anídrica, como já foi descrito no capítulo 1.

Segundo o diagrama TAS de Le Bas *et al.* (1986), conforme exposto na figura 6.1, pode-se constatar que as rochas são classificadas majoritariamente como basaltos, mas também plotam nos campos do basalto andesítico e traquibasalto; este último campo é representado pela amostra GP-90, amostra que já mencionada anteriormente, apresenta valores de LOI e rocha total fora dos padrões aceitáveis para análise, prejudicando assim, uma classificação mais assertiva, principalmente no que se refere ao valor alto de LOI.



**Figura 6.1:** Diagrama TAS (Total de Álcalis *versus* Sílica) de Le Bas (1986) exibindo linha tracejada em vermelho dividindo as séries em alcalina e subalcalina por Irvine & Baragar (1971) com amostras plotadas recalculadas para 100% em base anídrica.

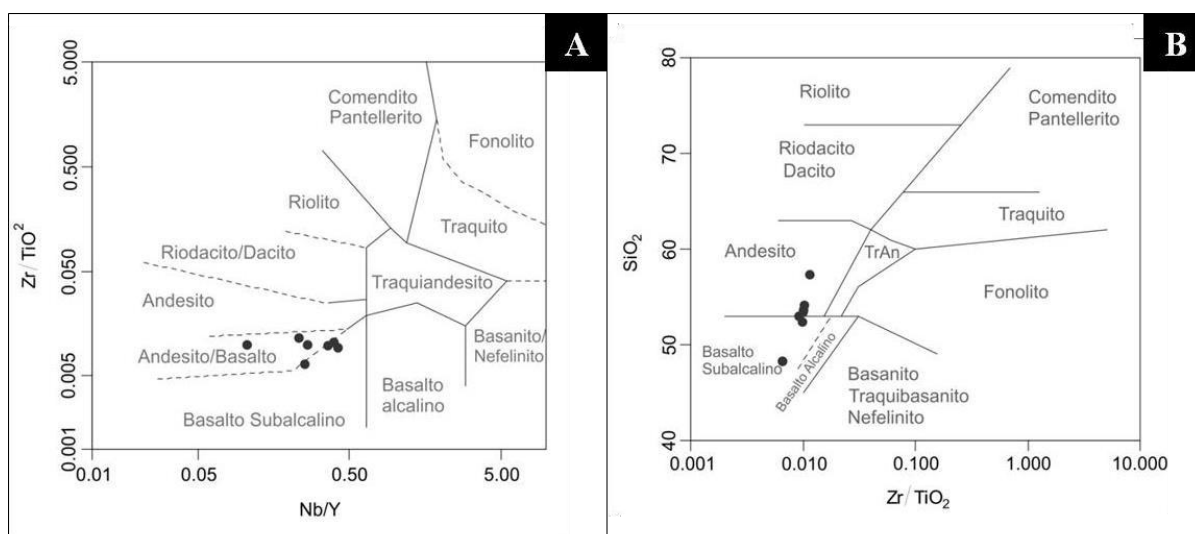
A partir desse diagrama TAS, também é possível identificar e classificar essas amostras segundo as séries magmáticas alcalina e subalcalina, - destacada pela linha tracejada

em vermelho de Irvine & Baragar (1971). As rochas estudadas plotam no campo da série subalcalina, com exceção da amostra GP-90 que se encontra levemente acima da linha tracejada, colocando-se, desse modo, no campo da série alcalina, representando um maior enriquecimento de álcalis, possivelmente devido a processos secundários de alteração.

Considerando o que já foi mencionado sobre o diagrama TAS não ser o melhor parâmetro de classificação para essas amostras, aderiu-se ao trabalho também, o diagrama de classificação que considera apenas elementos com baixa mobilidade (Nb, Y, Zr e  $\text{TiO}_2$ ). O diagrama em questão foi elaborado por Winchester & Floyd (1977), ao qual utiliza as razões  $\text{Nb/Y}$  versus  $\text{Zr/TiO}_2$  versus  $\text{SiO}_2$ .

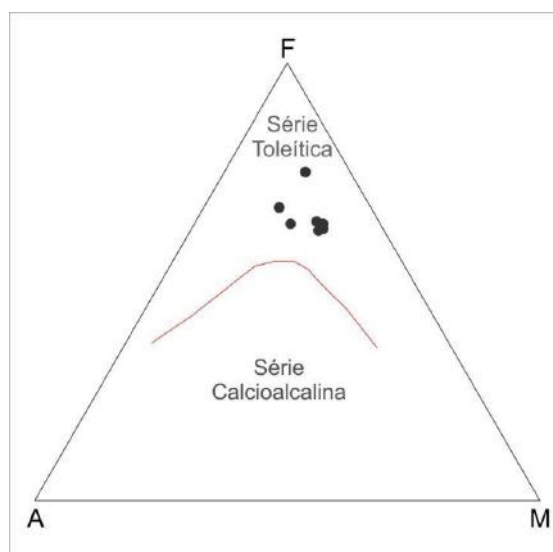
No diagrama  $\text{Zr/TiO}_2$  versus  $\text{Nb/Y}$  (Figura 6.2-A), verifica-se que as amostras são projetadas no campo subalcalino sendo classificadas como basalto e basalto/andesito, marcando uma transicionalidade entre os dois campos.

No diagrama  $\text{Zr/TiO}_2$  versus  $\text{SiO}_2$  (Winchester & Floyd, 1977; Figura 6.2-B) observa-se que as rochas estudadas são basalto subalcalino a andesito, em consonância com os diagramas anteriores.



**Figura 6.2:** Diagramas de classificação de Winchester & Floyd (1977) utilizando as razões (A)  $\text{Zr/TiO}_2$  versus  $\text{Nb/Y}$  e (B)  $\text{SiO}_2$  versus  $\text{Zr/TiO}_2$  versus  $\text{Nb/Y}$  para as rochas estudadas.

Tendo em vista que as amostras são pertencentes à série subalcalina, utilizou-se o diagrama ternário AFM (Figura 6.3;  $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{MgO} - \text{FeO}_{\text{total}}$ ), o qual demonstra que rochas estudadas apresentam assinatura toleítica, concentrando-se acima de linha divisória das séries de Irvine & Baragar (1971).



**Figura 6.3:** Diagrama AFM ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ;  $\text{MgO}$ ;  $\text{FeO}_{\text{total}}$ ), apresentando a curva de subdivisão da Série Subalcalina (Série Toleítica e Série Calcio-alcalina) por Irvine & Baragar (1971) com amostras plotadas recalculadas para 100% em base anídrica.

Corroborando com o resultado analisado no diagrama AFM (exposto acima), tem-se para os valores obtidos para a norma CIPW, a presença de quartzo e hiperstênio, ao qual denota afinidade de caráter toleítico - conforme mostram os resultados presentes na tabela 6.3.

De acordo com a classificação normativa (Yoder & Tilley, 1962), pode-se indicar também que as rochas estudadas são quartzo-toleitos, ao qual se inserem no campo de basaltos supersaturados em sílica devido à presença de quartzo, hiperstênio e diopsídio. A mineralogia normativa também indica a natureza metaluminosa desses basaltos, compreendendo a presença de diopsídio, anortita e ortoclásio.

**Tabela 6.4:** Valores da norma CIPW para as amostras de basaltos estudadas neste trabalho, considerando a razão  $\text{FeO}/(\text{FeO}+\text{Fe}_2\text{O}_3)=0,85$ .

Amostras	Quartzo	Ortoclásio	Albita	Anortita	Diopsídio	Hiperstênio	Magnetita	Ilmenita	Apatita
GP-74	16.21	4.60	18.04	21.69	19.08	10.77	6.67	1.77	0.25
GP-75	9.13	4.87	18.93	24.36	20.95	11.32	7.19	2.07	0.30
GP-76	10.41	4.74	18.26	24.51	18.78	12.47	7.38	2.13	0.30
GP-83	5.83	1.59	20.65	26.72	20.41	8.85	10.41	3.86	0.44
GP-84A	8.67	3.92	20.01	25.22	19.96	11.88	7.13	1.98	0.35
GP-88	5.24	12.72	22.78	17.44	22.43	7.64	7.89	2.32	0.39
GP-90	5.02	15.52	25.96	11.49	17.40	9.30	9.78	3.55	0.53

Outra análise para classificação é referente à separação de suítes magmáticas. Basaltos de derrames continentais (CFB) apresentam comumente duas suítes magmáticas de acordo com o teor de  $\text{TiO}_2$ . Muitos autores (por exemplo, Fodor *et al.*, 1990, Bellieni *et al.*, 1990; Baksi & Archibald, 1997 e Merle *et al.*, 2011) subdividem os basaltos intra-placas da Bacia do Parnaíba em diferentes grupos conforme a proporção desse elemento, sendo caracterizados em suítes de Alto-Ti e suítes de Baixo-Ti.



Para este trabalho será adotado a classificação de Bellieni *et al.* (1983), que dividem suíte de Alto-Ti e Baixo-Ti levando-se em conta as concentrações de TiO<sub>2</sub> maiores ou iguais a 2% e menores que 2% peso, respectivamente.

Com isso, constatou-se que, para as amostras estudadas nesse trabalho, há uma distinção em dois grupos que sugerem processos evolutivos não-cogenéticos. O grupo 1, de Alto-Ti ( $\geq 2\%$  peso), é caracterizado pela amostra GP-83, enquanto que o grupo 2 é representado por basaltos com concentrações de TiO<sub>2</sub> inferiores a 2% peso, ou seja, pertencentes à suíte de Baixo-Ti e representando as demais amostras (vide valores na tabela 6.3).

### Processos evolutivos

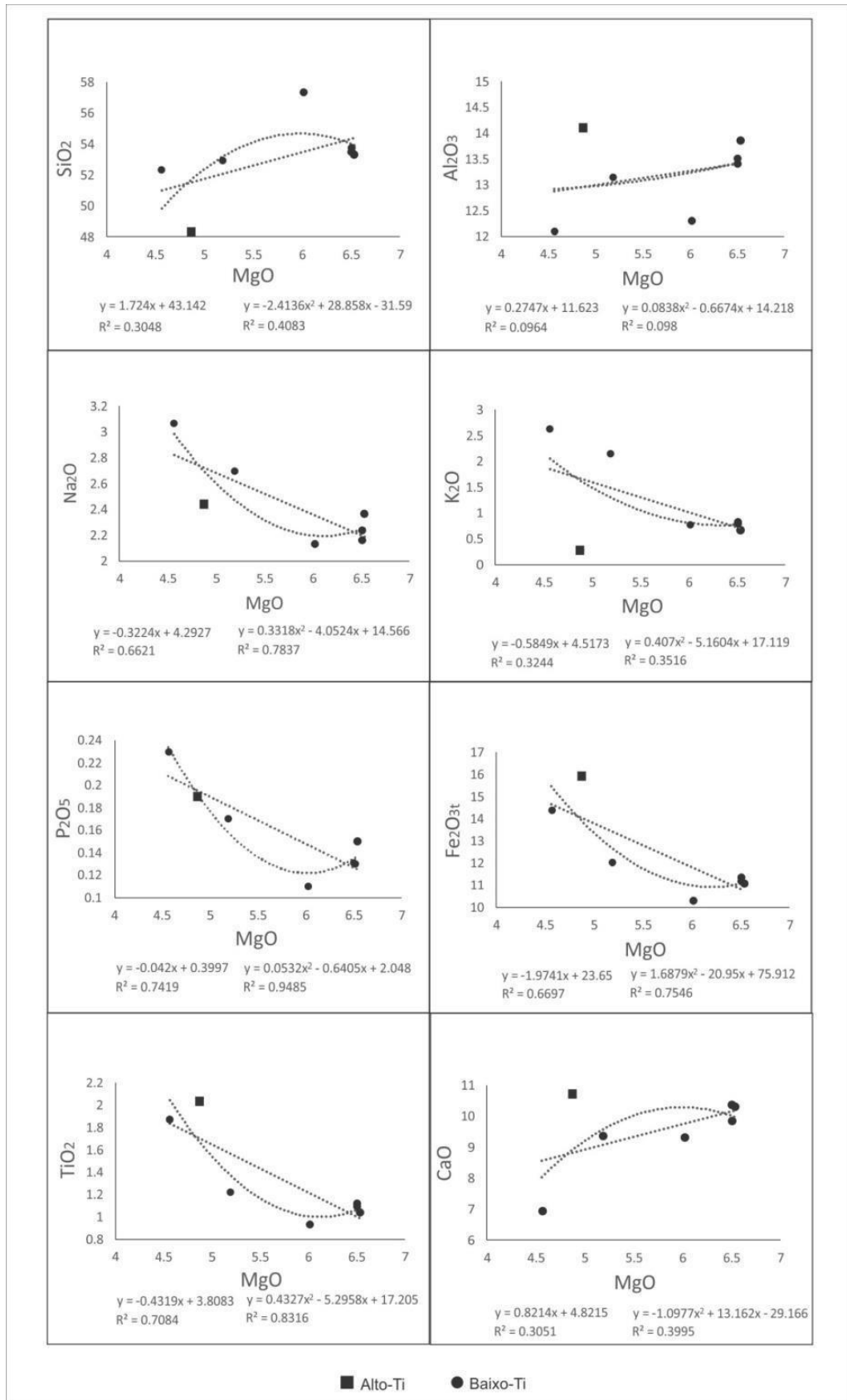
Diagramas de variação utilizando MgO como índice de diferenciação magmática foram realizados para os elementos maiores (SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>) e elementos-traço (Ba, Ce, La, Rb, Y, Zr, Sr, Cr), figuras 6.4 e 6.5, respectivamente. Nestes diagramas foram inseridas as funções lineares e polinomiais, bem como suas respectivas curvas e equações.

Nos diagramas para os elementos maiores, as curvas lineares mostram *trends* negativos para Fe<sub>2</sub>O<sub>3<sup>t</sup></sub>, TiO<sub>2</sub>, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e *trends* decrescentes para SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e CaO, o que poderia sugerir processos de cristalização fracionada sem mudança na assembleia fracionante representada possivelmente por plagioclásio e piroxênio.

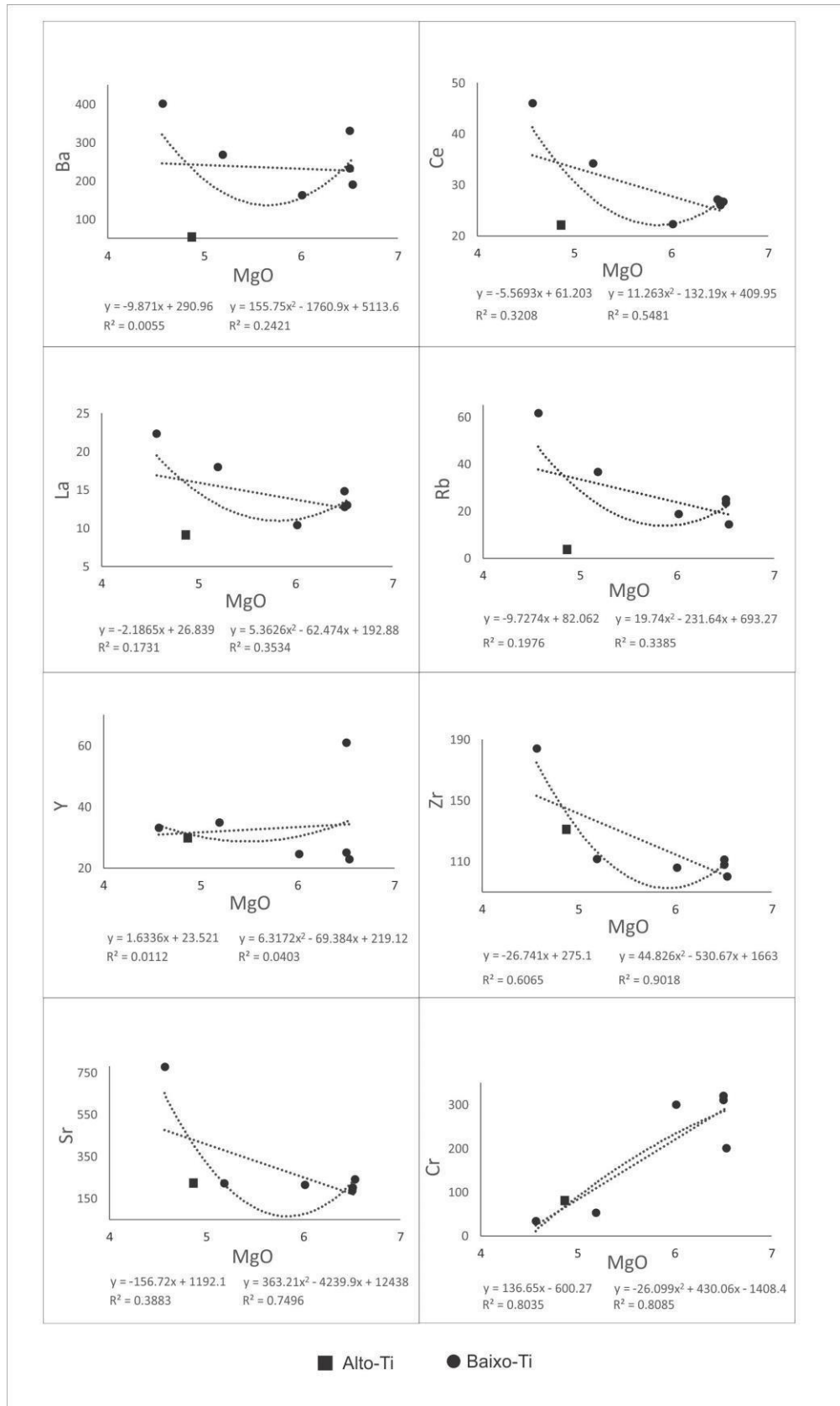
Nas curvas polinomiais, para todos os diagramas, observa-se um proeminente ponto de inflexão em torno de MgO igual a 6%, o que poderia sugerir processos de cristalização fracionada com mudança na assembleia fracionante. Entretanto, de acordo com as curvas de ajuste, o processo de cristalização fracionada provavelmente é inviável e, nesse caso, indica duas fases:

- a) fase 1 com teores de MgO > 6%: teores crescentes de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> e levemente negativo a quase constante para Fe<sub>2</sub>O<sub>3<sup>t</sup></sub> e TiO<sub>2</sub>;
- b) fase 2 com teores de MgO < 6%: caracteriza-se por uma inversão nos *trends* com aumento nas concentrações de Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, P<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3<sup>t</sup></sub> e TiO<sub>2</sub>.

Dessa forma, as duas fases de evolução magmática serão analisadas a seguir.



**Figura 6.4.** - Diagramas de variação MgO versus SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Fe<sub>2</sub>O<sub>3t</sub>, CaO, Na<sub>2</sub>O, K<sub>2</sub>O, TiO<sub>2</sub> e P<sub>2</sub>O<sub>5</sub> com trends retilíneos e polinomiais. As diferentes simbologias indicam as suítes de Alto- e Baixo-Ti.



**Figura 6.5.** - Diagramas de variação MgO *versus* Ba, Ce, La, Rb, Y, Zr, Sr, Cr com *trends* retilíneos e polinomiais. As diferentes simbologias indicam as suítes de Alto- e Baixo-Ti.

Para a primeira fase, com teores mais elevados em MgO e com teores mais baixos em  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e NaO, verifica-se valores mais elevados em Cr ( $> 200$  ppm; ver concentração de Cr na figura 6.5). A segunda fase, marcada por menores teores de MgO ( $< 6\%$  peso) é caracterizada por um padrão inverso ao da primeira fase, ou seja, maiores teores de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  e NaO e menores concentrações de MgO e Cr ( $< 200$  ppm).

Como esses padrões não são característicos de processos de cristalização fracionada, o aumento da concentração dos elementos na fase 2 – que na fase 1 eram mais empobrecidos –, pode apontar a entrada de um novo componente mais rico nesses elementos. A entrada desse novo componente indicaria, então, a presença de dois líquidos (ou mais de uma fonte na petrogênese dos basaltos continentais da Formação Mosquito).

O primeiro líquido, representado pela fase 1, apresenta composições mais empobrecidas nos componentes basálticos ( $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$  e  $\text{TiO}_2$ ) e mais enriquecidas em MgO e Cr. Este comportamento remete às características geoquímicas do manto litosférico subcontinental, que se tornou empobrecido (estéril) nesses componentes, devido à extração destes, para formar a crosta continental, deixando como restitos dunitos ou harzburgitos (Wilson, 1989; Anderson, 1994).

Essas amostras também apresentaram enriquecimento nos elementos altamente incompatíveis (LILE e ETR-leves; ver figura 6.5). Contudo, Harte (1983) explica que alguns xenólitos apresentam tais características (composição de manto estéril com enriquecimento nos elementos incompatíveis e nos ETR-leves), as quais foram interpretadas como sendo consequência de evento metassomático posterior, via subducção.

A segunda fase é mais empobrecida em MgO e Cr e mais enriquecida em  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Na<sub>2</sub>O e também nos elementos incompatíveis, o que, aparentemente, torna-se inconsistente com um evento de depleção do manto litosférico subcontinental para formação da crosta. Porém, também há a possibilidade de o enriquecimento ter ocorrido pelo processo de contaminação crustal ou até mesmo de pluma.

Em suma, a partir de 6% peso de MgO (em ordem de grandeza decrescente), há um enriquecimento de  $\text{Fe}_2\text{O}_{3t}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$ , Na<sub>2</sub>O, elementos incompatíveis e menor concentração de Cr, gerando-se com isto, as seguintes hipóteses:

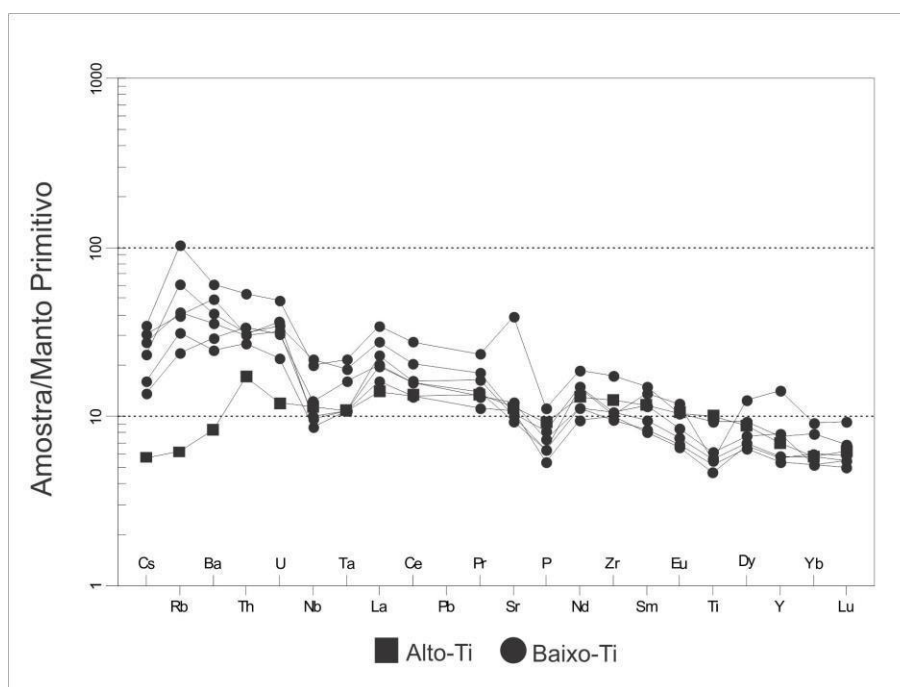
- 1) Enriquecimento por metassomatismo – sugerida pelo enriquecimento nos elementos incompatíveis e baixos teores de Fe e Ti;
- 2) Enriquecimento por contaminação crustal;
- 3) Enriquecimento por pluma.

Essas hipóteses vão ser aprofundadas posteriormente.

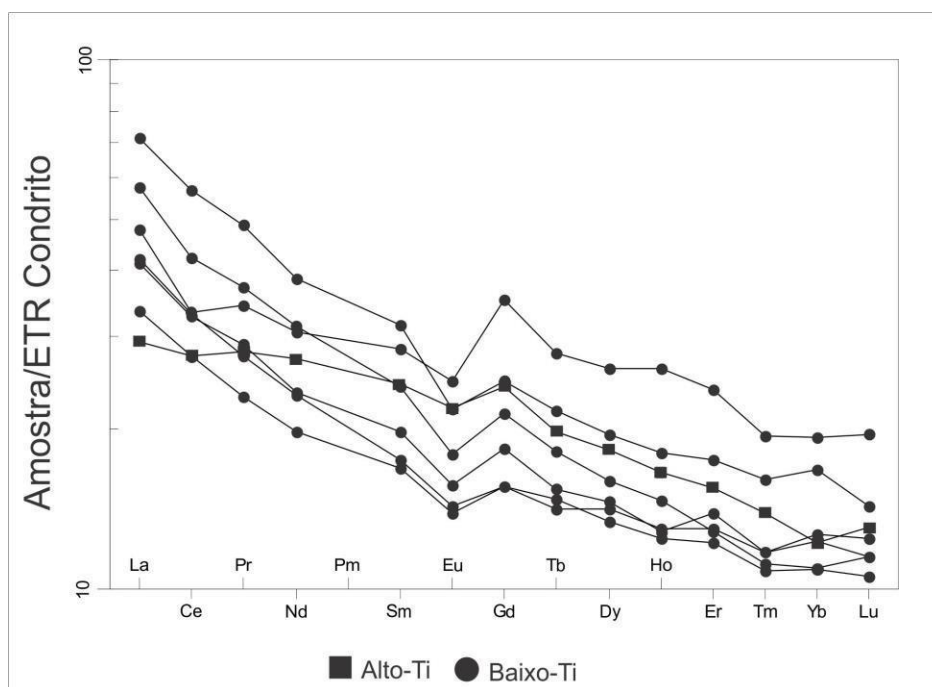
Chama-se atenção também para a amostra GP-83 (Alto-Ti), principalmente no que se refere aos diagramas dos elementos-traço, pois é notável a baixa concentração dos elementos incompatíveis associado a uma baixa concentração de MgO, corroborando, talvez, com a uma linha cogenética distinta das amostras anteriormente analisadas.

Com base nisto e em tudo que já foi mencionado anteriormente, gerou-se diagramas do tipo *spider* (Figuras 6.6 e 6.7) a fim de corroborar e, até mesmo, melhorar as hipóteses comentadas no decorrer deste subcapítulo.

No diagrama multielementar normalizado para o manto primitivo (Figura 6.6; McDonough & Sun, 1995) verifica-se que todas as amostras são enriquecidas no amplo espectro dos incompatíveis, com um leve enriquecimento nos LILE em relação aos HFSE; picos em Rb, Ba e depressão em Nb constituem, em sua maioria, padrões semelhantes às demais províncias CFB (Thompson *et al.*, 1983; Peate & Hawkesworth, 1992). No diagrama do tipo *spider* normalizado para o condrito (Figura 6.7; Boynton, 1984) observa-se também o enriquecimento em todos esses elementos com padrões fracionados mostrando o enriquecimento dos ETRL em relação aos ETRP e, moderadas anomalias negativas de Eu, padrões também, em sua maioria, condizentes aos CFB.



**Figura 6.6.** Diagrama do tipo *spidergram* normalizado o padrão de elementos incompatíveis do Manto Primitivo de McDonough & Sun (1995).



**Figura 6.7.** - Diagrama do tipo *spidergram* normalizado para o padrão de elementos terras-raras (ETR) do Condrito de Boynton (1984)

Esse conjunto de diagramas permite especiar melhor as rochas estudadas:

- a) Aquelas mais ricas nos elementos altamente incompatíveis (LILE e ETRL) são as que apresentam os teores baixos em MgO e Cr e intermediários em Ti, podendo sugerir uma fonte mantélica empobrecida (semelhante ao manto astenosférico) contaminado por pluma mantélica ou crosta continental;
- b) Aquelas com teores intermediários nos elementos altamente incompatíveis (LILE e ETRL) são as que apresentam os mais altos valores em MgO e Cr e os mais baixos Fe e Ti, similares a um manto litosférico subcontinental metassomatizado por subducção;
- c) A mais empobrecida nos elementos altamente incompatíveis (LILE e ETRL) apresentando os valores mais baixos em MgO e os mais elevados em Ti, apresenta padrões normalizados semelhantes aos de MORB-E, o que sugere a participação de plumas mantélicas contaminando o manto astenosférico.

## 7. DISCUSSÕES E CONCLUSÕES

A análise dos aspectos de campo evidenciou o caráter vulcânico, afanítico a fanerítico, de granulação fina e predominantemente afírico dessas rochas, tendo como principais características a presença de níveis amigdaloidais e registro de interação entre lava e sedimento, interação esta já evidenciada por alguns autores (por exemplo, Aguiar, 1969).

Contrariando ao que se espera para os indícios de feições de base e topo para a estratigrafia de basalto, explicado por Walker (1993), os basaltos da Formação Mosquito registram níveis amigdaloidais na base, enquanto que os níveis maciços estão localizados no topo; hipoteticamente foi sugerida a formação desta sequência estratigráfica por mais de um pulso magmático com intervalo de tempo suficiente entre eles para que esses níveis pudessem ser formados.

O registro da interação vulcano-sedimentar aponta para uma contemporaneidade entre os dois materiais, isto porque, segundo a definição de White *et al.* (2000), esta interação só ocorre com material sedimentar inconsolidado ou pouco consolidado. A feição que contesta essa contemporaneidade é o dique de injeção por preenchimento secundário em fratura de basaltos já solidificados.

A morfologia dos clastos ígneos (irregular com terminações subarredondadas) inclusos em peperitos (interação de mistura entre lava e sedimento) para os basaltos da Formação Mosquito sugere que, em superfície, essa lava poderia ter tido temperatura e fluidez intermediárias. Outras características importantes que puderam ser inferidas para este derrame foram a baixa energia e o caráter rúptil e dúctil da lava.

Em um primeiro momento, definia-se como peperito apenas interações em ambientes subaquosos (White, 2000), porém, mais tarde, Jerran & Stollhofen (2002), contestaram essa afirmação e concluíram que esta interação também pode ocorrer em ambiente desértico, corroborando ao fato dos basaltos da Formação Mosquito apresentar tais feições e serem associados contemporaneamente aos arenitos eólicos da Formação Sambaíba - de ambiente desértico (Caputo, 2005; Vaz *et al.*, 2007).

Tendo em vista que o registro sedimentar da Bacia do Parnaíba é pouco fossilífero (Cunha, 1986), essa interação entre lava e sedimento é de grande utilidade para definir idades dos pacotes sedimentares que ocorrem concomitantemente aos eventos vulcânicos.



Todas essas feições de campo reafirmam que os basaltos relacionados à Formação Mosquito são relacionados a derrames, pois a presença de amígdalas e vesículas somadas ao fato da lava ter interagido com sedimentos, reforça a ideia de estes processos tenham ocorrido em superfície; ao contrário do que ocorre na Formação Sardinha, posicionada na parte leste da Bacia do Parnaíba, e caracterizada por grandes corpos intrusivos e derrame pouco expressivo (Bellieni *et al.*, 1990; Baksi & Archibald, 1997; Ernesto, 2004; Vaz *et al.*, 2007).

Os estudos petrográficos permitiram concluir que as rochas apresentam grau de cristalinidade hipocristalino a holocristalino secundário, comprovando, portanto, que as rochas são vulcânicas, devido à presença de vidro e de esferulitos intersticiais, respectivamente, corroborando com os dados de campo. Somado a isto, a presença de amígdalas também indica que essas rochas foram solidificadas sob condições atmosféricas.

A presença de amígdalas com diferentes formas (cilíndricas e angulosas, esta última formando textura diktitaxítica) sugere que a desvolatilização do derrame se deu em dois estágios, onde o primeiro ocorreu ainda com a lava fluida, havendo espaço o suficiente para se expandir e obter forma cilíndrica e o segundo se deu de forma tardia, desgaseificando-se nos interstícios dos cristais já solidificados, essa propriedade, no entanto, indica grande enriquecimento de voláteis no fluido (Goff, 1996).

O crescimento de grãos de piroxênio anédricos a subédricos preenchendo interstícios de grãos de plagioclásio euédricos a subédricos, formando textura intergranular, mostra que o piroxênio teve uma cristalização tardia em relação ao plagioclásio, fato este observado também pela textura ofítica, onde os cristais de plagioclásio encontram-se totalmente inclusos nos cristais de piroxênio, caracterizando uma cristalização primária em relação ao piroxênio. Isto indica que o plagioclásio se cristalizou em condições de mais alta temperatura, caracterizando uma composição mais cálcica.

Contudo, a textura mais comum entre piroxênio e plagioclásio é a textura subofítica, sendo consequente de processo de cristalização simultânea.

A cristalização tardia dos minerais opacos, evidenciados pelo desenvolvimento na borda de outros minerais, reforça o caráter toleítico dessas rochas, indicando enriquecimento inicial nas concentrações de Fe.

Nestas rochas atenta-se, principalmente, para as texturas formadas pelos fenocristais e microfenocristais, pois elas também são os primeiros indicativos petrogenéticos de processos e características dinâmicas do magma. As texturas formadas pelos minerais da matriz informarão sobre as condições de cristalização em superfície.

De forma geral, os fenocristais apresentam texturas peneira grossa, esponja, *synneusis*, sobrecrecimento, zoneamento e glomeroporfírica. Segundo Renjith (2014), as texturas *synneusis* e glomeroporfíricas podem estar associadas a posições com mais alta energia na câmara magmática, havendo energia suficiente para que os grãos se unam mutuamente. Já as texturas de sobrecrecimento e zonadas representam posições na câmara magmática de mais alta quiescência, além disso, a textura zonada sugere que estes fenocristais experimentaram o processo de cristalização fracionada durante a sua evolução.

As texturas peneira grossa e esponja são indicativas de dissolução por descompressão por rápida ascensão na câmara magmática (Nelson & Monta, 1992; Hibbard, 1995), porém não se descarta a possibilidade de a textura de desequilíbrio ter sido formada por entrada de um novo líquido mais quente e mais cálcico (Tsuchiyama, 1985), pois as diferenças no produto final destas texturas são pouco expressivas (textura fina e grossa).

Além disso, as texturas esponja e peneira grossa evidenciam que estes fenocristais de plagioclásio experimentaram diferentes graus de dissolução durante a sua evolução até à superfície.

As texturas dos minerais que compõem a matriz são esqueléticas, sendo subclassificadas em rabo de andorinha, intrafasciculada e dendrítica, esta última evidenciada por minerais opacos. Estas texturas são indicativas de superarrefecimento.

Com base nos dados de litogeoquímica classificatória, estas rochas são classificadas como basalto a basalto andesítico de caráter toleítico. Além disso, também foram divididos em basaltos de Alto- e Baixo-Ti, sugerindo, portanto, um processo evolutivo não-cogenético entre essas duas suítes.

Com base nos diagramas de variação e multielementares, apontou-se a possível existência de mais de uma fonte para o processo evolutivo dessas rochas, onde as amostras mais ricas nos elementos incompatíveis (LILE e ETRL) são as que apresentam valores mais baixos de MgO e Cr e intermediário de TiO<sub>2</sub>, sugerindo-se, portanto, a influência de uma fonte mantélica empobrecida (semelhante ao manto astenosférico) contaminado por pluma mantélica ou crosta continental.

Amostras com concentrações intermediárias nos elementos altamente incompatíveis (LILE e ETRL) são as que apresentam os mais altos valores de MgO e Cr e os mais baixos de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub>, similares a um manto litosférico subcontinental metassomatizado via subducção.

Estes cenários de fonte são referentes às amostras da suíte de Baixo-Ti, que, por seus padrões químicos, não corroboraram a sugerir apenas uma fonte para sua gênese. A amostra de Alto-Ti é a mais empobrecida nos elementos incompatíveis (LILE e ETRL), apresentando valores mais baixos em MgO e os mais elevados em TiO<sub>2</sub> (como já foi implícito pela classificação de suíte). Além disso, essa amostra apresenta padrões normalizados menos fracionados e mais *flat*, semelhantes ao de MORB-E, sugerindo, portanto, a participação de pluma mantélica contaminando o manto astenosférico.

A litogeoquímica por si só não é capaz de sustentar argumentos conclusivos acerca de fonte, por isso, neste trabalho foram realizadas apenas sugestões e hipóteses que devem ser melhor investigadas em trabalhos futuros, utilizando-se, por exemplo, as ferramentas de modelagem geoquímica e geoquímica isotópica.

## 8. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABELHA, M., PETERSOHN, E., BASTOS, G. & ARAÚJO, D. 2018. New insights into the Parnaíba Basin: results of investments by the Brazilian National Petroleum Agency. *In*: DALY, M.C., FUCK, R.A., JULIÀ, J., MACDONALD, D.I.M. & WATTS, A.B. (eds) Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 472.
- AGUIAR, G.A. de. 1969. Bacia do Maranhão: geologiae possibilidades de petróleo. Belém, PETROBRAS, Relatório Técnico, n. 371, 55 p.
- ALMEIDA, F. F. M. *et al.* 1977. Províncias estruturais brasileiras. *In*: Simpósio de Geologia do Nordeste, 8, Campina Grande. Paraíba. Atas. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 363-391.
- ALMEIDA, F. F. M.; BRITO NEVES, B. B.; CARNEIRO, C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Earth Science Reviews*, 50: 77-111.
- ALMEIDA, F. F. M., CARNEIRO, C. D. R. 2004. Inundações marinhas fanerozoicas no Brasil e Recursos minerais associados. *In*: Mantesso Neto, V., Bartorelli, A., Carneiro, C. D. R., Brito Neves, B. B. (eds.) Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. Ed. Beca, p. 43-48.
- ANAISSE JR, J., TRUCKENBRODT, W., ROSSETTI, D. F. 2001. Faces de um Sistema estuarino-lagunar no Grupo Itapecuru, área de Açailândia (MA), Bacia do Grajaú. *In*: Rossetti, D. F., Góes, A. M., & Truckenbrodt, W. (eds.). O Cretáceo na Bacia São Luís-Grajaú. Coleção Friedrich Katzer, p. 119-150.
- ANDERSON, D.L. 1994. The sublithospheric mantle as the source of subcontinental flood basalts; the case against the continental lithosphere and plume head reservoir. *Earth and Planetary Science Letters*. 123, 269–280.
- ARAÚJO, D. B., 2007. Décima quarta rodada de Licitações: Bacia do Parnaíba. Rio de Janeiro: ANP. 21 slides, color. Disponível em: <http://www.anp.gov.br/exploracao-e-producao-de-oleo-e-gas/rodadas-de-licitacoes/14-rodada-de-licitacoes>.

- BAKSI, A. K. & ARCHIBALD, D. A. 1997. Mesozoic igneous activity in the Maranhão province, Northern Brazil,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  evidence for separate episodes of basaltic magmatism. *Earth and Planetary Science Letters*, 151: 139–153.
- BELLIENI, G., PICIRILLO, E.M., CAVAZZINI, G., PETRINI, R., COMIN-CHIARAMONTI, P., NARDY, A.J.R., CIVETTA, L., MELFI, A.J. & ZANTEDESCHI, P. 1990. Low- and high  $\text{TiO}_2$ , Mesozoic tholeiitic magmatism of the Maranhão basin (NE-brazil): K–Ar age, geochemistry, petrology, isotope characteristics and relationships with Mesozoic low- and high  $\text{TiO}_2$  flood basalts of the Paraná Basin (SE-Brazil). *Neues Jahrbuch. Mineralogischer Abhandlungen*, 162, 1–33.
- BEST, M. G. 2003. *Igneous and metamorphic petrology*. 2 Ed. Oxford. Blackwell Science, 630p.
- BIGARELLA, J. J. 1973. Geology of the Amazon and Parnaíba Basins, *in: The Oceans Basins and Margins*, vol. 1, edited by A. E. M. Nairn and F.G. Stehli, p. 25-86, Plenum, New York,.
- BOYNTON, W. V. 1984. Cosmochemistry of the rare Earth elements: meteorite studies, in *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam. Elsevier, 63-114.
- BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A., CORDANI, U.G. & THOMAZ FILHO, A., 1984. Influence of basement structures on the evolution of the major sedimentary basins of Brazil: a case of tectonic heritage. *J. Geodyn.*, 1 (3-5): 495-510.
- BRYAN, S.E., & ERNST, R. E. 2008. Revised definition of Large Igneous Provinces (LIPs). *Earth-Science Reviews.*, 86 (1- 4), 175-202.
- CAPUTO, M.V. 1984. Glaciação Neodevoniana no continente Gondwana ocidental. *In: Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, 1984, Rio de Janeiro, *Anais...*, Rio de Janeiro, SBG, v. 2, p. 725-739.
- CAPUTO, M. V., & LIMA, E. C. 1984. Estratigrafia, idade e correlação do Grupo Serra Grande. *In: 33º Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro – RJ, v.2.
- CAPUTO, M.V., IANNUZZI, R., FONSECA, V.M.M., 2005. Bacias Sedimentares Brasileiras. *Bacia do Parnaíba*. Phoenix, 7, 1–6.
- CASTELO BRANCO, R.M.G.; COIMBRA, A.M. 1984. Contribuição ao conhecimento tectono-magmático da borda sul da bacia do Parnaíba. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA*, 33, Rio de Janeiro. *Boletim...* Rio de Janeiro, SBG. v.2. p.84.
- CASTELO BRANCO, R.M.G, MARTINS, G., OLIVEIRA, D. C., CASTRO, D. L. Características gerais do quimismo mineral associado ao magmatismo kimberlítico na

- bacia sedimentar do Parnaíba. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTE ASSOCIADOS, 2., 2002, Belém. Boletim de Resumos e Roteiro da Excursão. Belém: Universidade Federal do Pará, 2002. p. 78.
- COFFIN, M.F., ELDHOLM, O., 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Rev. Geophys.* 32, 1–36.
- CORDANI, U.G. 1970. Idade do vulcanismo no Oceano Atlântico Sul. *Boletim do instituto de Geologia e Astronomia, São Paulo*, 1, 9-76.
- CORDANI, U.G., BRITO NEVES, B.B., FUCK, R.A. PORTO, R., THOMAZ FILHO, A. & CUNHA, F.M.B., 1984. Estudo preliminar da integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. *Ciência Técnica-Petróleo. Sec. Expl. Pet.*, 15: 1-70.
- COURTILLOT, V.; JAUPART, C.; MANIGHETTI, I.; TAPPONNIER, P. & BESSE, J. 1999. On causal links between flood basalts and continental breakup. *Earth And Planetary Science Letters*, 166(3-4): 177-195.
- CUNHA, F.M.B., 1986. Evolução paleozoica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico. Rio de Janeiro, Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Dissertação de Mestrado, 107p.
- DALY, M.C., ANDRADE, V., BAROUSSE, C.A., COSTA, R., MCDOWELL, K., PIGGOTT, N. & POOLE, A.J. 2014. Brazilian crustal structure and the tectonic setting of the Parnaíba basin of NE Brazil: results of a deep seismic reflection profile. *Tectonics*, 33, 2102–2120.
- DE CASTRO, D.L., FUCK, R.A., PHILLIPS, J.D., VIDOTTI, R.M., BEZERRA, F.H.R. & DANTAS, E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, 614, 128–145.
- DECKART, K., BERTRAND, H. LIEGEOIS, J-P., 2005. Geochemistry and Sr, Nd, Pb isotopic composition of the Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Guyana and Guinea. *Lithos* 82, 289-314.
- DEER, F.R.S., ZUSSMAN, J. , HOWIE, R.A. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longmans.
- De MIN, A., PICCIRILLO, E.M., MARZOLI, A., BELLINI, G., RENNE, P.R., ERNESTO, M. & MARQUES, L. 2003. The Central Atlantic Magmatic Province (CAMP) in Brazil: Petrology, Geochemistry,  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages, paleomagnetism and geodynamic implications. In: Hames, W.E., McHone, J.G., Renne, P.R., Ruppel, C. (Eds.), *The*

- Central Atlantic Magmatic Province: Insights from Fragments of Pangea: AGU Geophysical Monographs, 136, 209–226.
- DOWTY, E., 1980. Synneusis reconsidered. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 74, 75 e 84.
- ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; De MIN, A.; PACCA, I.G.; MARTINS, G.; MACEDO, J.W.P. 2003. Paleomagnetic and geochemical constraints on the timing and duration of the CAMP activity in northeastern Brazil, The Central Atlantic Magmatic Province, AGU Geophys. Monogr. 136. p. 129 – 149.
- ERNESTO, M.; MARQUES, L.S.; BELLINI, G.; PICCIRILLO, E.M.; De MIN, A.; PACCA, I.G.; MARTINS, G.; MACEDO, J.W.P. 2004. As Rochas Toleíticas Mesozoicas do Nordeste do Brasil: Distribuição Espacial e Temporal dos Sucessivos Episódios Magmáticos. *In: XLII Congresso Brasileiro de Geologia*, 42, 2004, Araxá. Anais, 2004. v. CD. p. 783. GÓES, A.M.O.; FEIJÓ J.F. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da PETROBRAS*, Rio de Janeiro, vol. 8, n. 1, p.57-67.
- FODOR, R.V., SIAL, A.N., MUKASA, S.B. & McKEE, E.H. 1990. Petrology, isotope characteristics and K–Ar ages of the Maranhão, northern Brazil, Mesozoic basalt province. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 104, 555–567.
- FROST, B. R. & FROST, C. D. 2013. *Essentials of igneous and metamorphic petrology*. USA: Cambridge University Press. 314p.
- GILL, R. 2010. *Igneous Rocks and Processes – A Practical Guide*. Wiley-Blackwell. 440p.
- GÓES, A.M.O., SOUZA, J.M.P. & TEIXEIRA, L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, 4(1): 55-64.
- GÓES, A.M.O., FEIJÓ, F. J. 1994. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, Rio de Janeiro, v.8, n.1, p.57-58, jan/mar.
- GÓES, A. M. O. 1995. A Formação Poti (Carbonífero Inferior) da bacia do Parnaíba. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, Tese (Doutorado em Geociências), 171p.
- GÓES, A. M. & ROSSETTI, D. F. 2001. Gênese da Bacia de São Luís-Grajaú, Meio-Norte do Brasil. *In: Rossetti, D. F., Góes, A. M., & Truckenbrodt, W. (eds.). O Cretáceo na Bacia São Luís-Grajaú. Coleção Friedrich Katzer*, p. 15-27.
- GOFF, F. 1996. Vesicle cylinders in vapor-differentiated basalt flows. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 71:167-185.



- HARTE B. (1983) Mantle peridotites and processes-The Kimberlite sample. In Continental Basalts and Mantle Xenoliths (eds. C. J. HAWKESWORTH and M. J. NORRY), pp. 46-91. Shiva, Nantwich.
- HEILBRON, M., GUEDES, E. ET AL. 2018. Geochemical and temporal provinciality of the magmatism of the eastern Parnaíba Basin, NE Brazil. In: DALY, M.C., FUCHS, R.A., JULIÀ, J., MACDONALD, D.I.M. & WATTS, A.B. (eds) Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 472. First published online June 5, 2018.
- HIBBARD, M.J., 1995. Petrography to petrogenesis. Prentice Hall, New Jersey p. 587.
- HOGAN, J.P., 1993. Monomineralic glomerocrysts: textural evidence for mineral resorption during crystallization of igneous rocks. *Journal of Geology* 101, 531 e 540.
- HUGHES, C. J. (1972) – Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum. *Geological Magazine*. 109: 513-527.
- IRVINE, T. N. & BARAGAR, W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Canada. 8: 523-547.
- JACQUES, A. L. & GREEN, D. H. 1980. Anhydrous melting of peridotite at 0-15 Kb pressure and the genesis of tholeiitic basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 73: 287-310.
- JERRAM, D.A., STOLLHOFEN, H. 2002. Lava-sediment interaction water interaction?. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114 (1-2): 231-249.
- KLÖCKING, M., WHITE, N. & MACLENNAN, J. 2018. Role of basaltic magmatism within the Parnaíba cratonic basin, NE Brazil. In: DALY, M.C., FUCHS, R.A., JULIÀ, J., MACDONALD, D.I.M. & WATTS, A.B. (eds) Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil. Geological Society, London, Special Publications, 472. First published online March 23, 2018.
- KUNO, H. 1960. High-alumina basalt. *J. Petrol.* **1**, 121–145.
- KUSHIRO, I. 1972. Effect of water on the composition of magmas formed at high pressures. *Journal of Petrology*. 13: 311-334.
- LE BAS, M. J. et al. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the Total Alkali-Silica Diagram. London. *Journal of Petrology*, 27: 745-750.
- LIMA, E. de A.M.; LEITE, J.F. 1978. Projeto estudo global dos recursos Minerais da bacia sedimentar do Parnaíba. Integração geológico-metalogenética. Relatório Final, Etapa III, Recife. DNPM-CPRM, 16 v.

- MACKENZIE, W. S., DONALDSON, C. H., & GUILFORD, C. 1982. Atlas of igneous rocks and their textures. London: Longman. 148p.
- MARZOLI, A., RENNE, P.R., PICIRILLO, E.M., ERNESTO, M. & De MIN, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616–618.
- MARZOLI, A., RENNE, P.R., PICIRILLO, E.M., ERNESTO, M. & De MIN, A., 1999. Extensive 200-million-year-old continental flood basalts of the Central Atlantic Magmatic Province. *Science*, 284, 616-618.
- McDONOUGH, W. F. & SUN, S. S. 1995. The composition of the Earth, *Chem. Geol.*, 120; 223-253.
- McHONE, G.J., 2000. Non-plume magmatism and rifting during the opening of the Central Atlantic Ocean. *Tectonophysics*, 316, 287–296.
- MCKENZIE, D. & RODRÍGUEZ TRIBALDOS, V. 2018. Lithospheric heating by crustal thickening: a possible origin of the Parnaíba Basin. *In: DALY, M.C., FUCK, R.A., JULIÀ, J., MACDONALD, D.I.M. & WATTS, A.B. (eds) Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society, London, Special.
- MERLE, R., MARZOLI, A., BERTRAND, H., REISBERG, L., VERATI, C., ZIMMERMANN, C., CHIARADIA, M., BELLINI, G. & ERNESTO, M. 2011.  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  ages and Sr–Nd–Pb–Os geochemistry of CAMP tholeiites from Western Maranhão basin (NE Brazil). *Lithos*, 122, 137-151.
- MIDDLEMOST, E. 1989. Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks. *Chemical Geology*, 77: 19-26.
- MILANI, E. L., THOMAZ FILHO, A., 2000, Sedimentary Basins of South America. *In: CORDANI, U. G., MILANI, E. J., THOMAZ FILHO, A., CAMPOS, D. A., 2000, Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro: [s.n], p. 389-450.
- MIYASHIRO, A. 1978. *Contr. Mineral. and Petrol.* 66: 91
- MIZUSAKI, A.M.P., THOMAZ FILHO, A., MILANI, E.J. & CÉSERO, P. 2002. Mesozoic and Cenozoic igneous activity and its tectonic control in northeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 183-198.
- MOORE, B. 1961. South Central Maranhão 1961 field project. Belém. Petrobrás, Relatório Técnico, s/n.

- MYSEN, B.O. & KUSHIRO, I. 1977. Compositional variations of coexisting phases with degree of melting of peridotite in the upper mantle. *Amer. Min.* 62: 843-865.
- NELSON, S.T., MONTANA, A., 1992. Sieve-textured plagioclase in volcanic rocks produced by rapid decompression. *American Mineralogist* 77, 1242 e 1249.
- NOMADE, S., KNIGHT, K.B., BEUTEL, E., RENNE, P.R., VERATI, C., FÉRAUD, G., MARZOLI, A., YOUNG, N., BERTRAND, H. 2007. Chronology of the Central Atlantic Magmatic Province: implications for the Central Atlantic rifting processes and the Triassic–Jurassic biotic crisis. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology*. 244, 326–344.
- OLIVEIRA, D.C. & MOHRIAK, W. U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of the Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine And Petroleum Geology*, 20(3-4):351-383.
- OLIVEIRA, A.L., PIMENTEL, M.M., FUCK, R.A. & OLIVEIRA, D.C. 2018. Petrology of Jurassic and Cretaceous basaltic formations from the Parnaíba Basin, NE Brazil: correlations and associations with large igneous provinces. *In*: Daly, M.C., Fuck, R.A., Juliá, J., Macdonald, D.I.M. & Watts, A.B. (eds) *Cratonic Basin Formation: A Case Study of the Parnaíba Basin of Brazil*. Geological Society, London, Special Publications, 472.
- PEATE D. W.; HAWKESWORTH C. J. & MANTOVANI M. S. M. 1992. Chemical stratigraphy of the Paraná lavas (South America): classification of magma types and their spatial distribution. *Bulletin of Volcanology*, 55:119-139.
- RENJITH, M.L. 2014. Micro-texture in oligoclase from 1994-1995 eruption, Barren Island Volcano; Evidence of dynamic magma plumbing system in the Andaman subduction zone. *Geoscience Frontiers*, v. 5, p. 113-126.
- REZENDE, W.M. de; PAMPLONA, H.R.P. 1970. Estudo do desenvolvimento do Arco Ferrer-Urbano Santos. *Boletim Técnico da PETROBRAS*. Rio de Janeiro, v.13, n. 1/2, p. 5-14, jan/jun. 1970.
- RODRIGUES, J.B. 2014. Relatório interno. Projeto Opala. Brasília, Serviço Geológico do Brasil (CPRM).
- ROEDDER, E. 1965. Liquid CO<sub>2</sub> inclusions in olivine-bearing nodules and phenocrysts from basalts. *Amer. Min.* 50: 1746-1782.

- ROSSETTI, D.F., GÓES, A.M., ARAI, M. 2001. A passagem Aptiano-Albiano na Bacia do Grajaú, MA. *In*: Rossetti, D.F., Góes, A.M. & Truckenbrodt, W. (Eds). O Cretáceo na Bacia de São Luís-Grajaú. Coleção Friedrich Katzer, p.119-150.
- SANTOS, M. E. C. M. & CARVALHO, M. S. S. 2004. Paleontologia das bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís - reconstituições paleobiológicas. 2ª ed, Rio de Janeiro, CPRM - Serviço Geológico do Brasil, 211 p.
- SCHEFFLER, S.M., SILVA, C.F., FERNANDES, A.C.S., FONSECA, V.M.M., 2010. Crinóides da borda leste da Bacia do Parnaíba (Formação Cabeças, Devoniano Médio). Boletim do Museu Paraense Emílio Goeldi — Série Ciências Naturais 5, 165–173.
- SCHIANO, P., CLOCCHIATTI, R., LORAND, J. P., MASSARE, D., DELOULE, E., & CHAUSSIDON, M. 1997. Primitive basaltic melts included in podiform chromites from the Oman Ophiolite. *Earth and Planetary Science Letters*, 146 (3-4), 489-497.
- SCHWINDINGER, K.R., Anderson Jr., A.T., 1989. Synneusis of Kilauea Iki olivines. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 103, 187-198.
- SHETH, H., 2007. Large Igneous Provinces (LIPs): definition, recommended terminology, and a hierarchical classification. *Earth Science Reviews* 85, 117–124.
- SIAL, A. N. & MCREATH, I. 1984. Petrologia ígnea: os fundamentos e as ferramentas de estudo. Salvador: SBG; CNPq; BUREAU. 181p.
- SKILLING, I.P., WHITE, J.D.L., McPHIE, J. 2002b. Peperite: a review of magma-sediment mingling. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 114 (1—2): 1-17.
- TAKAHASHI, E., KUSHIRO, I. 1983. Melting of a dry peridotite at high pressures and basalt magma genesis. *American Mineralogist*. 68 (9-10): 859–879.
- THOMPSON, R. N. et al. 1983. Continental flood basalts. *Continental basalts and mantle xenoliths*. Shiva, Nantwich, 158-185.
- TOZER, B., WATTS, A.B. & DALY, M.C. 2017. Crustal structure, gravity anomalies, and subsidence history of the Parnaíba cratonic basin, Northeast Brazil. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 122, 5591–5621.
- TSUCHIYAMA, A., 1985. Dissolution kinetics of plagioclase in the melt of the system diopside-albite-anorthite, and origin of dusty plagioclase in andesites. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 89 (1), 1 e 16.
- YODER, H.S. & TILLEY, C.E. 1962. Origin of basalt magmas: An experimental study of natural and synthetic rock systems. *Journal of Petrology*, 3: 342-532.
- VANCE, J.A., 1969. On synneusis. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 24 (1),

7 e 29.

- VAZ, P.K. *et al.* 2007. Bacia do Parnaíba. Boletim de Geociências da Petrobrás, Rio de Janeiro, 15:253-263.
- WALKER, G. P. L. 1993. Basaltic-volcano Systems, in *Magmatic Processes and Plate Tectonics*, Geol. Soc. Spec. Publ., 76, 3-38.
- WALKER, G.P.L, CAÑON-TAPIA, E., HERRERO-BERVERA, E., 1999. Origin of vesicle layering and double imbrication by endogenous growth in the Birkett basalt flow (Columbia river plateau). J. volcanol. Geotherm. Res. 88, 15-28.
- WHITE, J.D.L., McPHIE, J., SKILLING, I.P. 2000. Peperite: a useful genetic term. Bulletin of Volcanology, 62: 65-66.
- WILSON, M. 1989. Igneous petrogenesis: A global tectonic approach. Harper Collins Academic, 466p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1977. Geochemical discrimination of diferente magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical Geology, Netherlands, v.20, p. 325-343.
- ZÁLAN, P.V. 2004. Evolução Fanerozóica das Bacias Sedimentares Brasileiras. *In*: Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida. São Paulo. Beca, 2004. Cap. 33, p. 595-613.

## **ANEXO A**

**MAPA DE LOCALIZAÇÃO DOS PONTOS AMOSTRADOS DAS ROCHAS  
BASÁLTICAS DA PORÇÃO OESTE DA BACIA DO PARNAÍBA  
- ACERVO DO PROJETO BASALTO**



